3 1761 02486943 0

Coll. cplt. 8.

3 Tle.

VIII, 176 SS., m. 69 Fig. 4 Einlag., 1 Farbtaf.

VIII, 261 SS., m. 99 Fig. (teils a. 5 gefalt. Tflen.)

ü. 1 großen, farb., Karte.

IV, 130 SS., m. 17 Fig. ü. 7 farb. gefalt. Tflen.

150 NF

GEOLOGISCHE

ALPENFORSCHUNGEN

VON

A. ROTHPLETZ.

I. – 3

1900 – 1908

DAS GRENZGEBIET ZWISCHEN DEN OST- UND WEST-ALPEN

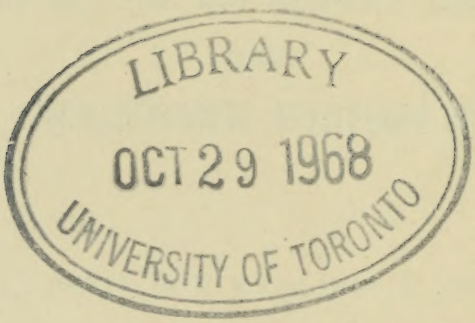
UND

DIE RHAETISCHE UEBERSCHIEBUNG.

MIT 69 FIGUREN, 4 EINLAGEN UND EINER FARBENTAFEL.

MUENCHEN.
J. LINDAUERSCHE BUCHHANDLUNG (SCHOEPPING)
1900.

QE
285
R68



Vorwort.

Es gibt noch grosse Gebiete in den Alpen, deren geologische Erforschung so wenig gefördert ist, dass sie in dem Bilde, welches wir uns von dem Baue und der Entstehung der Alpen entwerfen können, wie Nebelwolken wirken, welche da und dort auf einzelnen Bergen ruhend, die Rundsicht von hoher Bergeswarte aus unterbrechen. Jeder, der sich eingehender mit Alpengeologie beschäftigt hat, weiss, dass die italienischen und französischen Theile dieses Gebirges besonders dicht von solchen Nebelwolken belagert sind, in die erst die neuere Zeit eine klärende Bewegung gebracht hat. Aber auch die deutschen Alpen sind keineswegs frei von solchen, und zwar haben sich diese mit Vorliebe an den politischen Grenzen festgesetzt, wo ihnen die geologischen Landesanstalten am wenigsten anhaben können.

Die nachfolgende Arbeit will sich mit der Aufklärung eines solchen Gebietes befassen, das auf der vielgestaltigen Grenze Deutschlands, Oesterreichs, der Schweiz und Italiens liegt. Sie passt nicht in den Rahmen einer bestehenden geologischen Zeitschrift und erscheint darum selbständig, als ein Anfang, dem Fortsetzungen folgen sollen.

Wir stehen an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen, zwei Gebirgstheilen, die in vieler Beziehung recht verschiedenartig sind. Eine Reihe von Fragen drängt sich auf: woher kommt diese Verschiedenartigkeit, die sich nicht nur im Gebirgsbau selbst, sondern auch im Material desselben — in der Facies der geologischen Formationen ausspricht? Welches ist der genaue Verlauf der Grenze, die im Norden allgemein ins Rheinthal, südlich von Chur hingegen verschiedenlich gelegt wird? Ist diese Grenzlinie durch bestimmte geotektonische Vorgänge bestimmt oder nur im Allgemeinen an die Entstehung grösserer Erosionsthäler geknüpft?

Die Beantwortung dieser Fragen kann durch die vorliegende Arbeit nur insoweit gefördert werden als das Arbeitsgebiet reicht. Blos die nördliche Hälfte der ost- und westalpinen Grenzlinie wird von demselben eingeschlossen, die südliche ist der in Aussicht gestellten späteren Fortsetzung vorbehalten.

Vordringlicher gestalten sich andere Fragen, deren Antwort unmittelbar in unserem Arbeitsgebiete gesucht werden muss: wo ist die Wurzel jener grossen Ueberschiebung, die von Osten kommend, wie ich vor 2 Jahren nachzuweisen versucht habe, über das basale Gebirge der Glarner- und St. Gallener Alpen eine mächtige Gebirgsmasse als Decke ausgebreitet hat? Wie verhält sich dazu und was bedeutet tektonisch jene merkwürdige rhätische Grenzlinie, die bei Hindelang im Norden beginnt, mit vielfachen Aus- und Einbiegungen über Bludenz, Vaduz, die Scesaplana, Partnun, Klosters, Arosa, Parpan, Tiefenkastel und Oberhalbstein bis zur Maloja verläuft und die Trias in ostalpiner Entwickelung in ihrer Verbreitung nach Westen zu umsäumen scheint? Hat am Rande des Rhätikon gegen das Prätigau wirklich eine Rückfaltung stattgefunden, wie das Suess angenommen hat? Für die Aufstellung der Theorie der Rückfaltung hat gerade diese Stelle als besonders beweiskräftig gegolten. Inzwischen ist eine der massgebenden Voraussetzungen bereits hinfällig geworden, nämlich das Eindringen der Kreide in helvetischer Facies in das Prätigauer Senkungsfeld. Dass auch die zweite, noch wichtigere Voraussetzung, nämlich die eines Senkungsfeldes, ebenfalls nicht zutrifft, wird sich ergeben.

Es ist unnötig noch weitere Fragen aufzuzählen. Diese schon werden vollauf genügen, um Demjenigen, der befriedigende Antworten darauf zu geben versucht, die Ueberzeugung aufzudrängen, dass der dermalige Stand unserer geologischen Bekanntschaft mit dieser Gegend dazu nicht ausreicht. Dies war auch der Grund, weshalb ich dieses Arbeitsgebiet vor zwei Jahren in Angriff genommen habe. Mit sich täglich steigernder Freude habe ich den Aufnahmen an Ort und Stelle im Ganzen fünf Monate gewidmet. Der Anfang war mühsam, es galt die Grenze zwischen Lias und Flysch im Bündner Schiefer aufzufinden und hat wochenlange Arbeit erfordert. Ohne günstiges Ergebniss wären alle weiteren Untersuchungen ohne sichere Grundlage geblieben. Verloren ist, wer ohne stratigraphische

Aufklärung den Bau der Alpen entwirren will. Man kann das nicht oft und laut genug wiederholen.

Kaum hatte ich die Schwierigkeit der Bündner Schiefer überwunden, so stellte sich eine neue ein: die Triasgliederung. Die tektonischen Irrthümer, welche Theobald seinerzeit begangen hat, sind hauptsächlich durch seine irrige Auffassung der Trias hervorgerufen worden. Ein schlagenderer Beweis für die Berechtigung jenes Mahnrufes nach stratigraphischer Aufklärung könnte nicht erfunden werden. So wie man früher vielfach aus petrographischen Gründen alle Bündner Schiefer für eine stratigraphische Einheit anzusehen geneigt war, so hat auch Theobald alle Dolomite Graubündens für Hauptdolomit erklärt, obwohl die meisten derselben entweder tiefere Horizonte der Trias oder sogar des Palaeozoikums darstellen.

Die tektonischen Verhältnisse sind in dieser Gegend trotz aller Verwickelungen, die selbst einen geologischen Gourmet befriedigen könnten, von einer Grossartigkeit, dass ihre Erforschung mir einen wahrhaften Genuss bereitet hat, der durch den Aufenthalt in einer der schönsten Alpengegenden, und unter einer freundlichen und aufgeweckten Bevölkerung noch bedeutend erhöht wurde. Ich verstehe die Worte, welche Theobald vor 40 Jahren niederschrieb: „Ich habe diese Berge und Thäler lieb gewonnen, in denen ich freundliche Aufnahme fand, wie das Volk, das sie bewohnt“.

Digitized by the Internet Archive
in 2010 with funding from
University of Toronto

http://www.archive.org/details/geologischealpen1v3roth

Inhaltsverzeichniss.

Seite

Einleitung . . . . . I—V

I. Stratigraphischer Theil 1

1. Die Gneissformation 1
2. Die Permformation 2
a) der Sernifit 2
b) der Röthidolomit 3
c) der Quartenschiefer 4
3. Die Triasformation 9
a) die Trias im Rhätikon 9
Der Facieswechsel 14
b) die Trias im nordöstlichen Graubünden 15
4. Die Liasformation 19
Der Lias im Plessurgebirge 28
Der Lias im Domleschg und am Schyn 30
Der Lias des Piz Curvèr 36
Die palaeozoischen Bündner Schiefer 40
5. Die Tithonformation 43
6. Der Flysch 52
7. Die Basalt- und Serpentindurchbrüche 56
8. Die glacialen Ablagerungen 59
I. Das Illthal 59
II. Das Landquartthal 60
Warum hat der Silvrettagletscher so mächtige Moränen im Gebiet des Landquartthales abgelagert? . . . 64

II. Tektonischer Theil 67

1. Der Rhätikon 67
Die Triasschollen des Rhätikons 69
Die Bruchlinie Gaflei-Tilisuna 80
Die Triasdecke des Triesenerberges 81
Die Gneissdecke des Kessikopfes und der Geisspitz . 85
Die Bruchspalte Glecktobel-Tilisuna 86
Die Falknis-Scholle 87
Der prätigauer Rhätikon 90
Die Kirchlispitzen 91
Die Drusenfluh 92
Die Sulzfluh 93
Die Scheienfluh 96
Das Gargellenjoch 98
Das Gafierthal und Rätschenhorn 101
Das Gypslager des Glecktobeljoches 107

2. Das Plessurgebirge 108
Von Klosters nach Davos 108
Die Casanna und Cotschna 111
Der Serpentinstock der Todtalp 114
Die Lenzerhornkette 115
Schiahorn und Küpferfluh 116
Die Mädrigerfluh 117
Schiesshorn, Leidfluh, Sandhubel und Valbellahorn . 118
Die Furcletta und das Lenzerhorn 119
Die Rothhornkette 121
Die Weisshornkette und das Arosaer Hochplateau . 122
Das Parpaner Weisshorn und das Plattenhorn . . . 124
Das Arosaer Weisshorn 126
Das Brüggerhorn und der Tschuggen 127
Das Plateau von Maran 130
Die Verwerfungen 131
Der Westrand des Deckgebirges bei der Lenzer Heide 132
Das basale Gebirge im Gebiete der Plessur 133
Die Hochwangkette 134
Das basale Gebirge von Langwies bis Churwalden . 135

3. Der Rand des rhätischen Deckgebirges von Lenz bis zum Ober-Engadin 135
Das basale Gebirge von Oberhalbstein, Piz Curvèr und Schyn 138

4. Der Calanda 143
Zusammenhang der Calandafalten mit denjenigen der Vorderrheinthalkette 151

5. Der Fläscher-Berg 153

6. Tektonischer Ueberblick 155
Das untere rhätische Gebirge 155
Das obere rhätische Gebirge 158
Die Ueberschiebung 162
Die Verwerfungen 163
Die ältesten Verwerfungen 164
Die Verwerfungen der Ueberschiebungsperiode . . 164
Die jüngsten Verwerfungen 165
Die Basalt- und Serpentindurchbrüche 166

7. Orogenetischer Ausblick 167
Die Glarner Ueberschiebung 167
Das basale Gebirge 169
Das Alter der Ueberschiebungen 170
Die jüngeren Verwerfungen 170
Die Rheinthalverwerfungen 171
Die Walensee-Tilisuna-Verwerfung 172
Die Grenze zwischen den Ost- und Westalpen . . . 173

Verzeichniss der Werke, auf welche in dieser Arbeit Bezug genommen ist 175

Einlage I mit Profil 1—4 . . . . . nach Seite 86
„ II „ „ 5—7 . . . . . „ „ 106
„ III „ „ 8—10 . . . . . „ „ 134
„ IV „ „ 11—13 . . . . . „ „ 170

I. Stratigraphischer Theil.

1. Die Gneissformation.

Diese Formation spielt in dem östlichen Gebirgstheile eine ganz hervorragende Rolle. Das eigentliche Silvretta-Massiv besteht fast ausschliesslich daraus, aber sie nimmt auch noch Antheil am Aufbau des Rhätikon und insbesondere des Plessurgebirges, in welchem sie bis hart an die rhätische Grenzlinie herantritt.

Das vorherrschende Gestein ist der *Gneiss* in seinen verschiedenartigsten Varietäten, dazwischen liegen besonders *Hornblendeschiefer* und *Glimmerschiefer* eingeschaltet. Auf eine genauere petrographische Schilderung kann hier nicht eingegangen und nur auf die vorhandenen Beschreibungen von Theobald, A. Koch, Bodmer-Beder u. a. hingewiesen werden. Ich habe keine Anzeichen dafür gefunden, dass über der Gneissformation noch eine besondere Glimmerschieferformation entwickelt wäre. Dahingegen gewahrt man häufig, dass nahe der Anlagerung der palaeozoischen oder noch jüngeren Sedimente der Charakter der Gneissformation sich ändert. Die Gesteine werden feinkörniger, ihre Bestandtheile sind weniger frisch und grünlich-sericitische Neubildungen werden häufiger. Solche Ausbildung hat Theobald zur Bezeichnung *Casannaschiefer* Veranlassung gegeben. Zum Theil halte ich dies nur für eine Zersetzungs- oder Verwitterungserscheinung, die sich einerseits auf dem palaeozoischen Meeresgrund herausgebildet hatte, anderseits später bei den Gebirgsbewegungen als Wirkung des Contactes mit den jüngeren Kalk- und Thonsedimenten einstellte. Zum Theil mögen hierunter aber auch Gesteine einer jüngeren Gneissformation verborgen liegen, wie sie westwärts im Vorder-Rheinthal deutlich entwickelt auftritt und von mir als obere Gneissformation (im Tekton. Problem der Glarner Alpen 1898) beschrieben worden ist.

An einigen Stellen im Rhätikon kommen auch granitische Gesteine im Gneiss vor, die wahrscheinlich älter als

Perm sind und deren Entstehung vielleicht schon in die archäische Periode selbst gefallen ist.

Auf den Profilen sind sie meist nicht besonders ausgeschieden und auch sonst alle Gesteine dieser Formation kurzweg als Gneiss bezeichnet worden.

Ueber das Alter der Granitstöcke im Albulagebirge habe ich keine Untersuchungen gemacht. Nach Theobald's Profilen muss man annehmen, dass sie älter als Perm sind.

2. Die Permformation.

Am Westrande des Silvretta-Massives kommen stellenweise Gesteine vor, die vollkommen dem Sernifit der Glarner Alpen gleichen. Von letzterem wissen wir, dass er am Tödi über den pflanzenführenden obercarbonischen Schichten liegt, also jedenfalls jünger als diese ist. Aber auch hier im Osten liegt wie dort über dem Sernifit eine mächtige Ablagerung von Dolomit und darüber an einigen Stellen ein rother Schiefer, der an die Quartenschiefer des Westens erinnert. Diese Aehnlichkeit der Gesteine und ihrer Aufeinanderfolge spricht so sehr für deren Altersgleichheit, dass ich nicht anstehe, sie alle direct als Sernifit und Röthidolomit zu bezeichnen.

Da nun aber darüber im Plessurgebirge an mehreren Stellen Buntsandstein und Muschelkalk liegen, so geht daraus hervor, dass die ganze Sernifitformation, nämlich Sernifit (Verrucano e. p.) Röthidolomit und Quartenschiefer jünger als Carbon und älter als die Trias sind, mithin im Perm eingereiht werden müssen. Noch weiter in der Parallelisirung zu gehen und etwa wegen Aehnlichkeit der Gesteinsfacies den Sernifit als Rothliegendes, den Röthidolomit als Zechstein anzusprechen, dafür liegt bei dem fast vollständigen Mangel an Versteinerungen kein Anhaltspunkt vor. Auch die genaueren Beziehungen zum südtiroler Quarzporphyr, Grödner Sandstein und Bellerophonkalk bleiben einstweilen unaufgeklärt und wir müssen uns vorerst ganz zufrieden damit geben, dass wenigstens das vortriasische Alter dieser Formation nun festgelegt ist.

a) der Sernifit.

Einen der besten Aufschlüsse dieser Gesteine gewährt der Sandhubel südlich von Arosa, nicht nur weil er eine mächtige Entwickelung echter Sernifitschiefer zeigt, sondern weil hier auch Quarzporphyr mit seinen Tuffen gerade so wie im Kärpfgebiet eingeschaltet sind. Die im Glarner

Land vorhandenen Melaphyre hingegen habe ich nirgends angetroffen.

Dieser Sernifit ist mit dem Verrucano älterer Autoren nicht gleichbedeutend, da unter dieser Bezeichnung alle rothen sandigen Ablagerungen des Rhätikon und des Plessurgebirges zusammengefasst worden sind, obwohl ein guter Theil derselben petrographisch recht verschieden ist und zum Buntsandstein gehört. Anderseits ist auch manches als Casannaschiefer beschrieben worden, was entschieden zum Sernifit gehört, worauf schon Gümbel[1]) 1893 aufmerksam gemacht hat.

Die Mächtigkeit des Sernifites schwankt zwischen wenigen und über hundert Metern; wo sein Liegendes aufgeschlossen ist, besteht es aus Gesteinen der Gneissformation.

Im Hangenden tritt der Röthidolomit auf, doch fehlt dieser an manchen Stellen auch ganz und dann liegen entweder triasische oder jurassische Sedimente oder selbst Flysch direct auf dem Sernifit. Dieses Fehlen der oberen Glieder der Sernifitformation und die discordante Auflagerung der jüngeren Sedimente sind Erscheinungen, die ganz ebenso aus den Glarner Alpen bekannt sind.

b) der Röthidolomit.

Dieser Dolomit ist von Theobald fast überall als Hauptdolomit gedeutet und in die Trias eingeordnet worden. Von den triasischen Dolomiten dieser Gegend lässt er sich aber meist schon nach petrographischen Merkmalen unterscheiden. Er ist niemals bituminös und besitzt nicht jene kleinen mit Calcit ausgefüllten Hohlräume, die dem obertriasischen Dolomit ein so charakteristisches weissgesprenkeltes Aussehen verleihen.

Seine Mächtigkeit unterliegt grossen Schwankungen. Stellenweise beträgt sie über 100 Meter und erscheint manchmal sogar in Folge von Faltungen und schuppenförmigen Ueberschiebungen noch viel beträchtlicher. An anderen Orten ist sie schmächtiger in Folge einer theilweisen Abtragung, die stattgefunden hatte, bevor die jüngeren triasischen, jurassischen und tertiären Schichten darüber zur Ablagerung gekommen sind.

---

[1]) Ueber die Mineralquellen von St. Moritz. Sitzber. Acad. München 1893. Servino ist keine Uebersetzung von Sernifit ins Italienische wie Gümbel dort angibt und die Umänderung in „Sernfit“ ist ebenso unberechtigt wie diejenige in Sernefit.

Dieser Dolomit liegt entweder concordant auf dem Servifit oder auch direct auf dem Gneiss, und dieser Wechsel im Untergrund geht oft sehr rasch vor sich. Es beweist dies, dass der Boden des Permmeeres hier recht uneben war und dass diese Unebenheiten zunächst von dem klastischen Material des Servifites ausgefüllt worden sind, ehe der Dolomit sich als gleichmässige Decke darüber absetzte.

c) der Quartenschiefer.

Obwohl diese rothen Gesteine leicht in die Augen fallen und sich darum der Beobachtung nur schwer entziehen können, so gelang es mir doch bloss an wenigen Stellen sie nachzuweisen. Besonders günstig erwies sich das Parpaner Weisshorn, wo sie dem Röthidolomit aufruhen und von versteinerungsführenden Koessener Schichten bedeckt werden. Auffälliger Weise sind sie hier ziemlich kalkreich und schliessen dünne Lagen von rothem Jaspis ein, so dass man sie bisher trotz ihrer Lage unter der Trias für jurassische Aptychenkalke angesprochen hat.

Auf dem Rücken der Cotschna bei Klosters sind jaspisartige rothe Kieseleinlagerungen sehr verbreitet. Sie liegen in einem rothen Thonschiefer, der von Gneiss überdeckt und von grauem Liasschiefer unterlagert wird. Theobald hat dieselben offenbar übersehen, da er ihrer keine Erwähnung thut. Wer die rothen Hornsteine in den Aptychenschichten der Ostalpen kennt, der wird sogleich zwar an dieselben erinnert, aber bei genauerem Zusehen doch gewahr werden, dass sich die Kiesellager auf der Cotschna durch ihr Aeusseres nicht unerheblich von jenen unterscheiden. Indessen führen sie wie jene zahlreiche Radiolarien, welche von Vaughan Jennings und mir im gleichen Jahre (1898) aufgefunden wurden. Die Radiolarien sind deutlich, aber für specifische Bestimmung doch nicht gut genug erhalten. Mit Recht machte Hinde[1]), der das von Jennings gesammelte Material untersucht hat, auf die Aehnlichkeit mit den permischen Radiolar en aufmerksam, die Parona[2]) 1892 von Cesana aus den italienischen Alpen beschrieben hat. Auch die permischen Radiolarien von Montenotte in den Ligurischen Alpen zeigen nahe Beziehungen[3]) und lassen

[1]) The Geology of the Davos District. Quart. Journ. Geol. soc. vol. 55 (1899). S. 381.

[2]) Sugli Schisti silicei a Radiolarie di Cesana presso il Monginevra. Atti Accad. R. d. scienze Torino vol. 27. 1892.

[3]) Parona e Rovereto, Diaspri permiani a Radiolarie di Montenotte. Ibid. vol. 31 1895.

erkennen, dass permische Ablagerungen und Radiolarien wohl eine weite Ausdehnung im Gebiete der Westalpen besessen haben.

Bei der Wichtigkeit, welche die richtige Altersbestimmung dieser rothen Schiefer für die Stratigraphie der Bündner Alpen hat, sollen einige Profile eingehender dargestellt werden, welche volle Beweiskraft für das vorjurassische Alter der Radiolarien führenden Ablagerung haben und zugleich für die Auffassung eines Theiles des Theobald'schen Hauptdolomites als Röthidolomit von Wichtigkeit sind.

1. Die Cotschna besteht in ihren höchsten Theilen (2267 m) aus Gneiss, der schwach nach Süd einfällt. Darunter liegt erst der jaspisführende rothe Schiefer, aus welchem die Radiolarien stammen, und dann der graue Liasschiefer, welcher auf der Nordseite des Berges theils wieder von jenem rothen Schiefer, theils direct von Gneiss unterlagert wird. Wir haben es hier also mit einer deutlichen liegenden nach N. überkippten Mulde zu thun.

Wenn man den grauen Kalkschiefer, der in der Nähe auch Bänke von polygenem Conglomerat einschliesst, zum Lias rechnet, so muss demnach der rothe Schiefer älter sein, und da der Trias solche Gesteine ganz fremd sind, so bleibt nur die Annahme eines vortriasischen Alters übrig. Theobald, der jenen Liasschiefer zu seinen Mittelbildungen und damit in die Trias stellte, hätte den gleichen Schluss ziehen müssen.

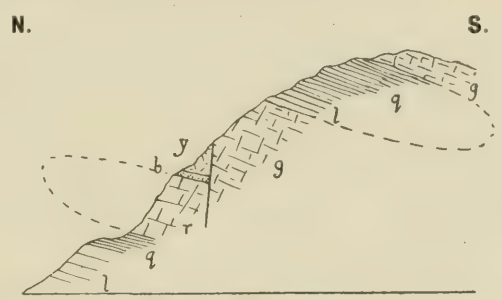


Fig. 1. Nordhang der Cotschna: g Gneiss, r Röthidolomit, q Radiolarienführende Quartenschiefer, b Buntsandstein, y Gypslager, l Liaskalkschiefer.

2. Bei der Furka, die von Parpan nach Arosa führt, liegen auf dem Dolomit des Weisshornes rothe Schiefer mit vereinzelten Jaspislagen, dann Koessener Schichten mit Versteinerungen. Diese sind auf der Südseite der Furka, gegen das Rothhorn hin muldenförmig umgebogen und dabei überkippt, so dass hier über den Koessener Schichten die rothen und zum Theil auch grünen Thonschiefer und dann der gleiche Dolomit wie auf der Nordseite liegen. Ueber dem Dolomit, der nur sehr schwach entwickelt ist, liegt discordant Liasschiefer. Gegen den Gneiss des Rothhornes ist diese ganze nach Norden überkippte Mulde durch eine Verwerfung abgeschnitten.

Hier ergibt sich nun klar, dass der rothe Schiefer jünger als der Dolomit und älter als die obere Trias ist. Es besteht aber zwischen ihm und den Koessener Schichten eine offenbare Discordanz, denn letztere liegen an vielen Stellen direct auf dem älteren Dolomit, was ja THEOBALD veranlasste, diesen für Hauptdolomit anzusehen. Da es ausserdem wohl als ausgeschlossen zu betrachten ist, dass diese rothen Schiefer der Trias selbst angehörten, so bleibt nur übrig in ihnen vortriasische Ablagerungen zu sehen, und da liegt bei der auffälligen Aehnlichkeit mit dem Quartenschiefer und dessen liegendem Röthidolomit die Beziehung zu diesen auf der Hand.

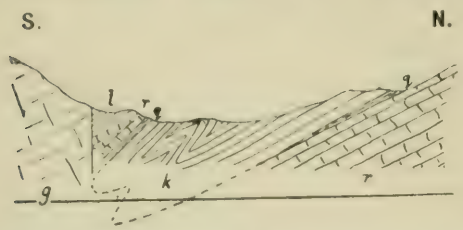


Fig. 2. Parpaner Furka g Gneissformation, r Röthidolomit, q Quartenschiefer, k Koessener Schichten, l Lias.

3. Ebenfalls auf der Südseite des Weisshornes liegt oberhalb des Fusssteiges beim „Aelpli“ ein guter Aufschluss für die Koessener Schichten, die in einigen Bänken von charakteristischen Versteinerungen erfüllt sind. Sie stehen aufgerichtet, sind aber nach Westen geneigt. Es sind graue Kalkbänke und schwarze Kalkschiefer, welche von hellfarbigen und dickbankigen Kalken über- und unterlagert werden. Gegen Osten legen sich diese Massen direct auf den Dolomit des Tschirpen. Gegen Westen liegt zunächst eine mehrere Meter mächtige Lage rothen und zum Theil etwas kalkhaltigen Schiefers und dann derselbe Dolomit darüber. Dies beweist im Zusammenhang mit der symmetrischen Gesteinsvertheilung in den Koessener Schichten, dass letztere muldenförmig im Dolomit liegen wie an der Parpaner Furka, nur dass durch das Fehlen des rothen Schiefers auf dem einen Muldenflügel die Discordanz zwischen Perm und Trias noch deutlicher hervortritt.

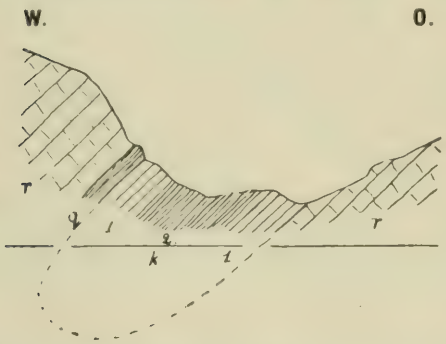


Fig. 3. Ueber dem Aelpli zwischen Tschirpen und Parpaner Weisshorn. r Röthidolomit, q Quartenschiefer, k Koessener Schichten.

4. Leider ist noch keine Stelle aufgefunden worden, wo diese Quartenschiefer unmittelbar vom Buntsandstein

überlagert werden. Es hat das ohne Zweifel seinen Grund darin, dass in Graubünden eine starke Discordanz zwischen Perm und Trias fällt. Dies macht sich einerseits darin geltend, dass die Trias nicht überall mit Buntsandstein beginnt, sondern sehr oft mit ihren jüngeren kalkigen Gliedern und zwar abwechselnd mit Muschelkalk, Dolomit oder den Koessener Schichten. Letzteren Fall haben wir bereits am Weisshorn kennen gelernt.

Anderseits sind die Fälle häufig, wo die Trias unmittelbar auf dem Röthidolomit oder gar dem Sernifit liegt. Dafür gibt die ganze Kette vom Lenzer Horn bis zum Strelapass zahlreiche Belege, und unmittelbar sichtbar wird diese Discordanz, wenn man z. B. das Schiesshorn von Arosa aus betrachtet. Aber nur eine Stelle ist mir bisher bekannt geworden, wo der Buntsandstein direct auf diesem älteren Dolomit aufruht und damit dessen palaeozoisches Alter unwidersprechlich darthut. Sie liegt am Nordfuss der Cotschna (siehe Fig. 1). Oberhalb des Zugwaldes ragen hohe Wände von Röthidolomit auf, dessen Bänke schwach gegen Süden einfallen. Ueber der obersten Bank liegt eine Lage weissen Quarzsandsteines und dann eine dünnere Lage rothen Sandsteines mit einzelnen Geröllen von Quarz und Jaspis. Dieser Jaspis hat das Aussehen des gleichen Gesteins im Quartenschiefer vom Gipfel der Cotschna. Der Sandstein hat keine Aehnlichkeit mit den Gesteinen der Sernifitformation, wohl aber mit dem Buntsandstein des Rhätikon. Darüber folgen Rauhwacken, weisser Gyps, grüne lettige Lagen und Dolomit — als Vertreter des oberen Buntsandsteines oder des Röth. Es beweist dieses Profil erstens, dass der liegende Dolomit älter als die Trias ist und palaeozoisch sein muss und zweitens, dass auf diesem Dolomit früher die rothen jaspisführenden Schiefer lagen, welche durch ihre Abtragung dem Buntsandstein die Jaspisgerölle geliefert haben.

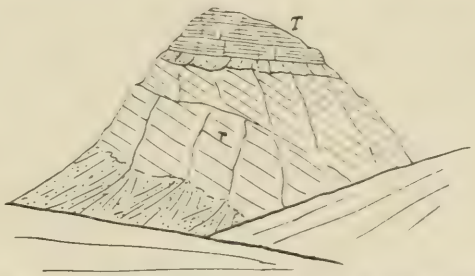


Fig. 4. Das Schiesshorn von Arosa-Culm aus gesehen. r Röthidolomit, T Koessener Schichten.

Nach unten lässt sich das Profil noch weiter verfolgen. An der Basis des Dolomites liegen schwarze Thonschiefer mit sandigen Einlagerungen, die ganz kalkfrei sind und aussehen als ob Kohlenschmitzen oder Pflanzen

darin zu erwarten wären. Sie sind nicht sehr mächtig und werden bald von rothen und grünen Thonschiefern unterlagert, die vereinzelte Jaspislagen enthalten. Darunter streichen ziemlich mächtig entwickelt jene Liasschiefer aus, die wir bereits als Muldenkern am Gipfel der Cotschna kennen gelernt haben.

Das ganze Profil besteht also von oben nach unten aus

Oberem Buntsandstein
Unterem „
Röthidolomit
Quartenschiefer
Lias

und muss als ein nach Norden überkippter Sattel aufgefasst werden, der sich ursprünglich an die Mulde des Cotschnakammes als Fortsetzung einer grossen Gebirgsfalte anschloss, jetzt aber durch eine vertikale Verwerfung verschoben ist. Auf dem liegenden Flügel sind die Quartenschiefer über dem Röthidolomit noch zum Theil erhalten, auf dem hangenden wurden sie schon vor Ablagerung der Trias abgetragen.

Da dieser palaeozoische Dolomit die Felsgipfel der Casanna aufbaut und an der Parsennfurka deutlich über altem Sernifit liegt, ein Lagerungsverhältniss, das sich nördlich von Klosters bis Partnun mehrfach wiederholt, so entnehme ich diesem Umstande die Berechtigung ihn geradezu als Röthidolomit zu bezeichnen und schliesse daraus weiter, dass auch in den Glarner Alpen dieser und der hangende Quartenschiefer zum Perm gehört.

Sobald man diese Thatsache zugibt, lassen sich die Lagerungsverhältnisse im nördlichen Graubünden, deren Deutung bisher so unüberwindliche Schwierigkeiten bereitet hat, wie wir sehen werden, sehr leicht und zufriedenstellend aufklären.

Am Piz Padella bei Samaden hat Böse[1]) ebenfalls einen Dolomit unter dem Buntsandstein beschrieben, der auf palaeozoischen Kalkschiefern liegt. Vielleicht gehört derselbe zum Röthidolomit. Am Nordufer des Silser Sees fand er als Liegendes der Kalkschiefer krystallinische Schiefer. Und ebenso beschreibt er zwischen Landeck und dem Arlberg ziemlich mächtige graue Dolomite, die von Sandsteinen mit Myophoria costata überlagert

[1]) Zur Kenntniss der Schichtenfolge im Engadin. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1896. S. 601—605.

und von schwarzen Thonschiefern unterlagert sind. Er vergleicht letztere mit den Brennerschiefern, den Dolomit mit dem permischen Schwazer Dolomit.

Kalkhaltige rothe Quartenschiefer sind mir zwar aus den Glarner Alpen nicht bekannt geworden, aber einzelne Kalklagen kommen dort in der oberen Sernifitformation ebenfalls vor z. B. am Siwellen bei Glarus und auf dem Flimserstein bei Flims. Ich behalte deshalb einstweilen den Namen Quartenschiefer auch für diese Ablagerungen bei.

3. Die Triasformation.

Die Verbreitung dieser Formation ist auf zwei grosse, aber untereinander völlig getrennte Gebiete beschränkt, welche beide östlich der tektonischen rhätischen Grenzlinie liegen. Es sind dies der Rhätikon und das nordöstliche Graubünden.

Nach den Angaben Theobalds wären beide allerdings durch einen schmalen Triaszug im Hintergrund des Prätigaues verbunden, aber meine Untersuchungen haben mich darüber belehrt, dass dies nicht der Fall ist. Der angebliche Dachsteinkalk gehört dem Tithon und der Hauptdolomit dem Röthidolomit an. Die angeblichen tieferen Triasglieder, deren geringe Mächtigkeit und veränderte Gesteinsbeschaffenheit Theobald selbst bereits bedeutsam hervorgehoben hat, sind meist versteinerungslos. Wo sie solche führen, verweisen dieselben auf Jura. Die wirkliche Trias des Rhätikon endet südlich an einer grossen von der Tilisuna-Alp westwärts bis zum oberen Ende des Saninathales herüberstreichenden Verwerfungsspalte; nach NO hängt sie unmittelbar mit dem breiten Triaszuge der nördlichen Kalkalpen zusammen.

Die Trias des Plessurgebirges reicht nördlich bis zur Todenalp bei Davos, dehnt sich aber nach S und SW noch über unser Untersuchungsgebiet in das südliche und südwestliche Graubünden aus.

Beide Verbreitungsbezirke unterscheiden sich durch eine erhebliche Verschiedenheit der Faciesentwickelung und bedürfen deshalb einer gesonderten Schilderung.

a) die Trias im Rhätikon.

Ueber die Entwickelung und Gliederung der Trias im Rhätikon hat A. Escher 1853 wichtige Mittheilungen gemacht, aber erst Richthofen hat 1859 eine Darstellung dieser Verhältnisse gegeben, die auch heute noch als mustergiltig angesehen werden muss, wenn schon einiges

davon der Berichtigung bedarf. Er unterschied von unten nach oben als Glieder: den Virgloriakalk, die Partnachschichten, den Arlbergkalk, die Raibler Schichten, den unteren Dachsteindolomit, die Koessener Schichten und den oberen Dachsteinkalk.

Die Untersuchungen von Theobald, Benecke, Mojsisovics, Skuphos u. a. haben diese Ergebnisse in der Hauptsache bestätigt. Indessen zieht man jetzt den Namen Muschelkalk oder alpiner Muschelkalk der Bezeichnung Virgloriakalk vor, statt „unterer Dachsteindolomit" hat sich der „Hauptdolomit" eingebürgert, und dass der Verrucano des Rhätikon in Wirklichkeit zum Buntsandstein gehört und das unterste Glied der Trias darstellt, hat Theobald schon 1863 erkannt. Er schlug auch vor die Raibler als Lüner Schichten zu bezeichnen, was aber nicht nothwendig erscheint. Skuphos endlich versuchte den Arlbergkalk und die Raibler Schichten zu vereinigen, doch lag dazu kein triftiger Grund vor.

Im Osten des Rhätikon zwischen dem Rossberg und Schweizerthor im Hintergrund des Rellsthales stellt sich noch ein Glied der unteren Trias ein, das bisher als solches nicht erkannt worden zu sein scheint. Ich fand es nur dort, weiter im Westen bei Brand fehlt es bereits ganz. Es sind mächtige Rauhwacken, welche die ruinenartig zerfressenen Gipfelfelsen des Berges 2433 nördlich des Nerrajöchl bilden. Schwärzliche Schiefer und hellfarbige Dolomitbänke kommen als untergeordnete Einlagerungen darin vor. Zu beiden Seiten werden sie von den Wurstelbänken und Silexkalken des Muschelkalkes mit südöstlichen steilem Einfallen begrenzt und sie vertreten den Gewölbefirst eines nach NW überkippten Sattels. An mehreren Stellen stossen unter dieser Rauhwacke die charakteristischen rothen und weisslichen Sandsteine des Buntsandsteines hervor und liefern den sichern Beweis, dass wir es hier nicht etwa mit Raibler Schichten, wofür sie bisher gehalten worden zu sein scheinen, sondern mit einem zwischen Muschelkalk und Buntsandstein liegenden Gliede zu thun haben. Es entspricht dasselbe auch in seiner petrographischen Entwickelung den *Myophorienschichten* des Karwendels, wie dieselben z. B. in der Sulzfluh bei Mittenwald entwickelt sind.

Im Rhätikon können wir also der Reihe nach von unten nach oben folgende Stufen unterscheiden:

1. *Buntsandstein.* Die röthlichen, seltener weisslichen Quarzsandsteine sind entweder feinkörnig und dann oft von

quarzitischem Aussehen in Folge des festen quarzitischen Bindemittels, oder grobkörnig mit eingelagerten grösseren Milchquarzgeröllen und rothen Thongallen und dann dem gewöhnlichen Buntsandstein Süddeutschlands äusserst ähnlich. Von dem echten Sernifit (Verrucano) sind sie leicht zu unterscheiden. Versteinerungen wurden bisher nicht darin gefunden. Ihre Mächtigkeit ist unbekannt, da nirgends ihr Liegendes aufgeschlossen ist. Untersucht habe ich dieselben am Heupiel und bei der Bargellen-Alp im Liechtensteinischen, bei Brand und zwar zu beiden Thalseiten und am Nerrajöchl in Vorarlberg. Ausserdem sind sie aus dem Gallinathal bekannt und scheinen nach den Schilderungen von A. Koch (1894) auch im Gebiet des unteren Rellsthales vorzukommen.

2. *Rauhwacke* mit Einlagerungen von Dolomit und schwärzlichem Schiefer in der Umgebung des Nerrajöchls beobachtet, weiter im Westen aber fehlend. Mächtigkeit sicher über 100 m.

3. *Muschelkalk*, höchstens eine Mächtigkeit von 100 m erreichend, besteht aus Crinoideenkalk, Hornsteinkalk und aus oft wulstigen dunklen Kalkplatten. Nach den vorhandenen Angaben und meinen eigenen Untersuchungen lassen sich drei Horizonte unterscheiden von unten nach oben: a dünnplattige oft wulstige Kalkplatten mit Encrinus gracilis, Holopella gracilior, einer grossen Natica, die auch in Südtirol im Ennebergschen und bei Recoaro vorkommt, aber specifisch noch nicht beschrieben ist, und vielen Myophorien, gut aufgeschlossen am Westfusse des Heupiels.

b) Wechsel von Crinoideenkalk und hornsteinreichen Kalkbänken mit Encrinus liliiformis und gracilis, Terebratula vulgaris, Waldheimia angusta, Rhynchonella decurtata, Spirigera trigonella, Retzia Schwageri und Arcesten.

c) dünnplattige Kalkbänke mit dünnen thonigen Zwischenlagen (z. B. bei Bürs), die bisher keine Versteinerungen geliefert haben.

Es entspricht diese Gliederung ziemlich genau derjenigen des Karwendelgebirges.

4. *Partnachschichten.* Schwarze, starkklüftige Mergel herrschen vor, schliessen aber Knollenkalke und einzelne dickere Kalkbänke ein. Bactryllien sind fast die einzigen Versteinerungen (B. Schmidii und Meriani Heer). Nur einmal hat A. Escher die Halobia Lommeli am Triesener Berg in der Nähe der Sücca gefunden in Mauersteinen, die aus diesen Schichten zu stammen schienen.

5. *Arlbergschichten.* Sie werden gewöhnlich als Arlbergkalke bezeichnet, obwohl neben den hellanwitternden dunklen Kalkbänken und selteneren Kieselkalken, Dolomite, schwarze Mergel und sandiger Schiefer eine nicht unbedeutende Rolle darin spielen. Versteinerungen sind nicht häufig und dann meist unbestimmbar. Am meisten fällt ein Megalodon auf. Auch unbestimmbare Pflanzenreste sind in den Schiefern nicht selten. Die Gründe, welche Richthofen bestimmten, darin eine Vertretung des im Osten so mächtig entwickelten, hier aber ganz fehlenden Wettersteinkalkes zu sehen, sind noch immer zutreffend. Die Abgrenzung nach unten ist unbestimmt und hängt von der Abnahme der Kalklager ab.

6. *Raibler Schichten.* Es sind graue sandige und mergelige Gesteinslagen und Rauhwacken. Nur stellenweise liegen mehr oder minder mächtige Gypslager darin, aber dann in den oberen Lagen. Die häufigen Pflanzenreste sind meist unbestimmbar. Nur oberhalb Vaduz bei Masescha unter dem dortigen Gyps fand Escher: Pterophyllum Jaegeri, und 2 Käfer (Glaphyroptera Pterophylli und Curculionites prodromus Heer).

Die Grenze dieser Schichten gegen unten ist nicht scharf und wird durch das Häufigerwerden der Kalklager bestimmt. Bei der Armuth an Versteinerungen ist es natürlich nicht möglich festzustellen, ob diese Schichten genau den stratigraphischen Umfang der typischen Raibler Schichten haben, und es liesse sich vorstellen, dass letztere auch noch einen Theil der Arlbergschichten umfassten. Der gleichen Schwierigkeit begegnet man auch anderwärts in den nördlichen Kalkalpen Tirols und Bayerns, wo die Raibler Schichten nicht selten ebenfalls ganz fossilarm sind. Aber daraus scheint mir doch die Nothwendigkeit noch nicht hervorzugehen auf den Namen Raibler Schichten zu Gunsten eines anderen, etwa der Lüner Schichten, zu verzichten. Hat sich ja doch auch anderwärts, wo wirklich Versteinerungen vorkommen, die untere Grenze der Raibler- gegen die Cassianer Schichten als wenig scharf erwiesen. Trotz der petrographischen Uebergänge, welche die Stufen 4—6 miteinander verknüpfen, ist es im Felde meist recht wohl möglich, sie auseinander zu halten und ihre Verbreitung kartographisch zum Ausdruck zu bringen.

7. *Der Hauptdolomit* hat auch hier seinen gewöhnlichen nordalpinen Charakter. Seine Mächtigkeit mag

zwischen 300 und 500 m liegen, ist jedoch nicht immer mit Sicherheit zu bestimmen. Versteinerungen fehlen gänzlich. Gegen die Raibler Schichten hin stellt sich häufig eine eigenthümliche, brecciöse bis rauhwackenähnliche Entwickelung ein, die besonders gut am Lüner See auf der Seite der Douglasshütte beobachtet werden kann.

8. *Die Koessener Schichten* sind recht mächtig entwickelt und wurden von Skuphos, der ihnen nur 20—50 m gab, bedeutend unterschätzt. Dünn- und dickbankige Kalke wechseln mit dunkelfarbigen Mergeln, so dass bald die einen, bald die anderen vorherrschen. Versteinerungen fehlen fast nie ganz und sind stellenweise wie z. B. am Gipfel der Scesaplana sogar sehr häufig. Bisher hat man daraus gefunden:

Bactryllium deplanatum Heer
Korallen (Thamnastraea und Thecosmilia)
Cidaris Stacheln
Terebratula gregaria Suess
„ pyriformis Suess
Waldheimia norica Suess
Rhynchonella fissicostata Suess
„ cornigera Schafh.
Ostrea alpina Winkl.
Pecten Falgeri Mer.
Avicula Escheri Mer.
„ contorta Portl.
Gervillia inflata Schafh.
Dimyodon intustriatum Emmr.
Cardita austriaca Hauer
Cardium rhaeticum Mer.
Pholadomya lagenalis Schafh.
Psephoderma alpinum H v. Meyer (unterhalb des Gipfels der Scesaplana).

9. *Der obere Dachsteinkalk.*[1]) Nach oben gehen die Koessener Schichten meist allmählich durch Zurücktreten des Mergel in Dachsteinkalk über, der aus dickbankigen, hell auswitternden Kalkbänken besteht. Sie sind versteinerungsarm, lassen aber Durchschnitte grosser Bivalven und insbeson-

[1]) Böse (Beiträge zur Kenntniss der alpinen Trias Z. D. geol. Ges. 1898) will den Namen Dachsteinkalk auf die Kalke unter den Koessener Schichten beschränken, welche stratigraphisch den Hauptdolomit vertreten. Doch spricht er auch von einer oberen Dachsteinfacies — der somit der Dachsteinkalk des Rhätikon ausschliesslich angehören würde.

dere lithodendronartige Korallen erkennen. Da sie von rothem Liaskalk direct überlagert werden, so darf man in ihnen wohl das oberste Glied der Trias sehen. Koessener Schichten und Dachsteinkalk treten nur in der grossen Mulde auf, welche sich von der Scesaplana nordöstlich bis nach Bludenz zieht und in der sie eine viel breitere Ausstrichzone einnehmen, als es die geologischen Karten anzeigen. Weiter im Westen fehlen sie gänzlich ebenso wie der hangende rothe Liaskalk, aber wohl nur in Folge der stärkeren Abtragung der Trias, die dort gewöhnlich mit dem Hauptdolomit abschliesst.

Der Facieswechsel.

Oestlich des Rellsthales macht sich, wenigstens in dem von mir untersuchten südlichen Theile des Rhätikons, rasch ein Facieswechsel bemerkbar und zwar gleich im Osten des schon erwähnten untertriasischen Rauhwackesattels des Nerrajöchls. Es ist das die Gegend, in der schon Richthofen das Auskeilen der einzelnen Triasglieder constatirt hat. Am Kessikopf sind alle triasischen Schichten steil aufgerichtet und beginnen nordwärts einer streichenden Verwerfungsspalte 1) mit einem 1—2 m mächtigen grobkörnigen Sandstein. Darauf folgen 2) wenig mächtige Kalke, unter denen einige durch ihren Reichthum an Hornsteinen auffallen. Darüber liegt 3) einige hundert Meter mächtiger Dolomit vom Typus des Hauptdolomites, in dessen Hangendem 4) zwischen der Unter- und Oberstaffel der Salonienalp Richthofen die Koessener Schichten nachgewiesen hat. Wenn man in 1 Buntsandstein, in 2 Muschelkalk und 3 den Hauptdolomit erkennen zu müssen glaubt, wozu trotz des Mangels an Versteinerungen die petrographische Entwickelung auffordert, so muss das gänzliche Fehlen der Partnachschichten, der Arlberg- und Raibler Schichten sehr auffallen. Bereits Richthofen ist das Fehlen gewisser Triasglieder in dieser vom Rells- in das Gauerthal herüberstreichenden Mulde aufgefallen. Wenn ich seine Bemerkung und sein Profil V richtig verstehe, so nimmt er an, dass die Trias transgredirend auf dem Glimmerschiefer liegt, gegen Osten also mit immer jüngeren Schichten direct auf dem Glimmerschiefer aufruht. Das ist auch die Auffassung von Mojsisovics, der aber keine Mulde auf der Karte eingezeichnet hat, sondern nur einen nördlichen Flügel, so dass im Süden als oberstes Glied der Hauptdolomit direct an den Flysch, bezw. das Senon angrenzt.

Das ist aber nach meinen Beobachtungen unrichtig, weil gerade am Südrand noch ältere Triasschichten auftreten, wie bereits geschildert. Ich bin deshalb geneigt mit Richthofen eine wirkliche Mulde anzunehmen, obwohl ich die Koessener Schichten des Muldenkernes und die Schichten des nördlichen Muldenflügels nicht besucht habe.

Meine Beobachtungen am südlichen Muldenflügel lassen sich verschieden deuten. Entweder stellen die Kalke und der Sandstein im Liegenden des Dolomites alle tieferen Triashorizonte, also Raibler-, Arlberg-, Muschelkalk- und Buntsandsteinschichten in verkümmerter Ausbildung dar, oder, wofür die petrographische Entwickelung zu sprechen scheint, sie repräsentiren nur Buntsandstein und Muschelkalk und der hangende Dolomit vertritt als besondere Facies die Arlberg- und Raibler Schichten sowie den Hauptdolomit, oder endlich existirt zwischen dem Muschelkalk im Liegenden und dem Dolomit im Hangenden eine Discordanz und Raibler- sowie Arlbergschichten fehlen durchaus.

Eine eingehende Untersuchung der ganzen Mulde wird darüber vielleicht Aufklärung geben, aber mit Sicherheit darf schon jetzt angenommen werden, dass die normale Trias-Facies des Rhätikon hier im Osten nicht mehr besteht, und dass sich die vorhandene bedeutsam der Triasentwickelung in Graubünden nähert, wie sie ja auch orographisch ihr benachbart ist.

b) die Trias im nordöstlichen Graubünden.

Theobald unterschied im ganzen 11 Glieder, von denen alle auch im Rhätikon vorkommen mit Ausnahme des „Streifenschiefers", der sich zwischen oberen und unteren Muschelkalk in einer bis zu 20 m steigernden, oft aber auch auf 0 reduzirten Mächtigkeit einschieben soll. Dieser Horizont ist mangels aller Versteinerungen nur bestimmt durch seine Lage unter dem oberen Muschelkalk.

Diese 11 Glieder kommen aber nur „selten alle zusammen vor und noch seltener alle miteinander in vollständiger Entwicklung vor". (Theobald 1863 p 41.) „Oft fehlt der eine oder der andere, oft mehrere, mehrfach gehen die an einem Orte gut entwickelten Schichtensysteme nicht weit von da in schmale, schwer nachweisliche Streifen zusammen." „Wo die einzelnen Glieder schwer gesondert und getrennt werden können und doch das Ganze vorhanden ist" fasst er sie als „Mittelbildungen" zusammen,

die aber auch so als Ganzes sich „fast vollständig auskeilen“ können (l. c. S. 107).

Hauptsächlich mit Hilfe dieser unbestimmten Mittelbildungen ist es Theobald gelungen, die Trias des Rhätikon mit der des Plessurgebirges in directe Verbindung zu bringen, indem er theils tertiäre und jurassische Schiefer und Kalke, theils permische Dolomite für diese Mittelbildungen in Anspruch nahm. In Wirklichkeit fehlt zwischen der Tilisuna Alp und der Geisspitze im Norden und Klosters im Süden jede Andeutung von Trias, weil jurassische Schichten direct und discordant theils auf Perm, theils auf archäischen Schichten liegen.

Im *Plessurgebirge* tritt die Trias wirklich auf und zwar in bedeutender Entfaltung, aber mit Sicherheit kann ich in weiterer Verbreitung nur 4 Horizonte darin unterscheiden: Buntsandstein, Muschelkalk, Dolomit und Koessener Schichten. Auch hier gehört vieles, was Theobald als Trias kartirt hat, zum Sernifit und Röthidolomit des Perms und einiges zum Jura. Durch Versteinerungen lassen sich nur Muschelkalk und Koessener Schichten charakterisiren. Der *Buntsandstein* ist als Quarzsandstein entwickelt und zwischen ihm und dem Muschelkalk schaltet sich eine stellenweise (Cotschna) auch Gyps führende Rauhwackezone ein, die wohl dem *Röth* und den Rauhwacken des oberen Rellsthales entsprechen dürfte. Der *Muschelkalk* besteht aus schwarzem Kalk, oft mit wulstigen Erhabenheiten auf der Oberfläche oder mit schwarzen Hornsteinen und aus schwärzlichem Dolomit. Versteinerungen sind nicht sehr häufig, fehlen aber nie ganz. Es sind besonders Stielglieder von Encrinus gracilis und liliiformis, Lingula, kleinere Bivalven, Ammoniten (Ptychites vom Valbellahorn) und Fischschuppen (Gyrolepis Albertii Ag. vom Valbellahorn). Eine Spirigera sp. hat J. Böhm im Bärenthal östlich des Valbellahornes gefunden. In den oberen Lagen stellt sich nicht immer aber doch öfters eine Zone schiefrigen schwarzen Kalkes und Dolomites ein, die zwar noch keine Versteinerungen geliefert hat, möglicherweise aber den Partnachschichten entsprechen könnte.

Darüber folgt eine mächtige Ablagerung wohlgebankten *Dolomites*, der petrographisch besonders durch seine kleinen unregelmässig geformten und mit weissen Calcitkrystallen ausgefüllten Drusenräume von dem älteren Röthidolomit gut zu unterscheiden ist. Aehnliche Drusenbildung kommt in den nördlichen Kalkalpen auch im sog. Plattenkalk vor.

Dieser Dolomit ist als Gestein kein typischer Hauptdolomit, obwohl er ihm recht ähnlich werden kann. Da die Koessener Schichten unmittelbar darüber liegen, so vertritt er wahrscheinlich auch den Hauptdolomit, wenn nicht sogar ausschliesslich, denn Anzeigen, dass seine tieferen Theile dem Alter nach den Raibler- und Arlbergschichten entsprächen, liegen nicht vor. Es fehlen, soweit meine Untersuchungen reichen, die für jene Schichten so charakteristischen Sandsteine, Rauhwacken, Schiefer, Gypse und Kalke.

Die *Koessener Schichten* bestehen aus Mergel und Kalk, während Dolomit und Sandstein gänzlich fehlen. Einzelne Kalkbänke erlangen zuweilen grosse Dicke und zeigen dann hellere Farben, zumeist aber ist alles dünnbankig bis schiefrig. Versteinerungen sind recht häufig, wenn schon ihre Erhaltung zu wünschen übrig lässt. Besonders oft findet man:

Pentacrinus propinquus Münster
Cidaris verticillata Stopp. Stacheln
Hypodiadema Stopp. sp. Stacheln
Terebratula gregaria Suess
„ pyriformis Suess
Cardita austriaca Hauer
Thamnastraea rectilamellosa Winkler
Astraeomorpha confusa Winkler
Thecosmilia sp.
Isastraea sp.

Reiche Ausbeute liefert z. B. der ganze Südosthang des Arosaer Rothhornes vom Gipfel abwärts und eine Stelle zwischen Parpaner Weisshorn und Tschirpen oberhalb des Aelpli.

Eigentlicher Dachsteinkalk scheint nicht entwickelt zu sein und wo das Hangende vorhanden ist, da gehen die Koessener Schichten gewöhnlich unmerklich in den versteinerungsarmen liasischen Algäuschiefer über (z. B. an der Furcletta bei Alp Ramoz).

Unentschieden bleibt bei dieser Gliederung der Trias also nur die Stellung des Dolomites zwischen Muschelkalk und Koessener Schichten, der hier eine ähnliche Rolle spielt wie der Dolomit der Zalundi Alp im oberen Rellsthale.

Vertritt er nur den Hauptdolomit oder auch die Raibler- und Arlbergschichten? Eine bestimmte Antwort darauf zu geben sind wir einstweilen noch nicht im Stande; aber wenn er nur den Hauptdolomit ersetzte, dann müsste eine Discordanz zwischen ihm und dem Muschelkalk bestehen.

wie das Böse auch wirklich von einigen Stellen des Oberengadin beschrieben hat. Aus dem nordöstlichen Graubünden kenne ich jedoch nur eine Stelle, welche dafür zu sprechen scheint. An den nördlichen Steilwänden des Valbellahornes hat der Muschelkalk eine deutliche Einfaltung erlitten, während der mächtig sich aufbauende Dolomit eben darüber liegt.

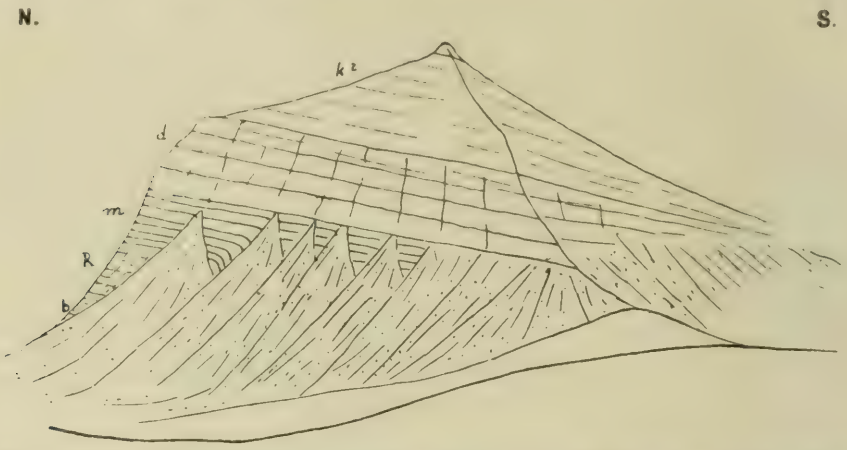


Fig. 5. Das Valbellahorn. b Buntsandstein, R Rauhwacke, m Muschelkalk, d Dolomit, k Koessener Schichten.

Die Erfahrungen jedoch, die wir im südlichen Graubünden, Ortlergebiet und insbesondere auch in dem Berchtesgadener Land und dem Salzkammergut gemacht haben, zwingt uns vorsichtig zu sein. Auch da ist der Dolomit mächtig entwickelt und früher ausschliesslich als Hauptdolomit angesehen worden, während später darin stellenweise Raibler Schichten und Wettersteinkalk nachgewiesen werden konnten, so dass jetzt feststeht, dass geschichtete Dolomite die Trias vom oberen Buntsandstein ab bis zu den Koessener Schichten vertreten können.

Sehr klar macht sich die Transgression der Koessener Schichten im nordöstlichen Graubünden bemerkbar. An mehreren Stellen liegen dieselben nicht mehr auf den älteren Gliedern der Trias, sondern unmittelbar auf Quartenschiefer oder Röthidolomit oder Gneiss. Am Parpaner Weisshorn und am Arosaer Rothhorn ist dieses Lagerungsverhältniss sehr deutlich aufgeschlossen und es erscheint fast unbegreiflich, dass Theobald dies übersehen hat. Diese Transgression der Meeres-Sedimente setzte sich auch noch in die Liasperiode fort und so sehen wir die Ablagerungen dieser Periode rings um das Verbreitungsgebiet der Trias direct auf Quartenschiefer, Röthidolomit oder Gneiss abgesetzt.

Joh. Böhm[1]) hat diese Auflagerung der Koessener Schichten auf dem Röthidolomit bereits 1893 beobachtet, nur hat er dieselben für Lias angesprochen wegen eines belemnitenähnlichen Fossils. Da er mir in freundlichster Weise alle seine damaligen Funde überlassen hat, wofür ich ihm hier meinen Dank ausspreche, so habe ich, um über die Belemniten-Natur des Fossils Klarheit zu erlangen, dasselbe gespalten und angeschliffen. Dabei ergab sich, dass es nur ein Kalkwulst war. Die begleitenden Bivalven halte ich für Cardita austriaca. Da diese Schichten ausserdem im Streichen in die fossilreichen Koessener Schichten des nahen Rothhornes übergehen, so kann über ihr Alter kein Zweifel mehr bestehen.

4. Die Liasformation.

Der Verlauf der grossen tektonischen rhätischen Grenzlinie hat für die Verbreitung der Liasformation nicht mehr dieselbe Bedeutung wie für die Trias. Der Lias kommt sowohl im Osten als auch im Westen derselben vor. Er zeigt zweierlei Faciesentwickelung. Zumeist besteht er aus grauen Kalken und Mergeln, denen schwarze Schiefer, stellenweise auch Sandsteine und Conglomerate eingelagert sind. Man hat sie mit ähnlichen palaeozoischen und tertiären Gesteinen zusammengefasst und als Bündener Schiefer bezeichnet. Nach ihrer petrographischen Entwickelung schliessen sie sich eng an die *Algäufacies* der nördlichen Ostalpen an. Sie sind aber viel versteinerungsärmer. Diese Facies herrscht ausschliesslich im Westen der rhätischen Grenzlinie, kommt aber auch im Osten vor besonders im Plessurgebirge.

Die andere Facies besteht aus weissen und rothen Kalken. Nur die letzteren liefern Versteinerungen — aber auch nicht gar zu häufig. Es sind Nautiliden, Ammoniten, Belemniten und Crinoideen, die in einem etwas thonigen Kalkstein liegen, der mit Recht schon immer der *Adnether Facies* zugerechnet worden ist. Als die reichsten Fundorte erwiesen sich der Ochsentobel gegenüber Bludenz, die Umgebung der Zimbaspitze und der Sonnenlaggantalp oberhalb Brand. Der Erhaltungszustand der Versteinerungen ist kein guter, sie sind durch röthliche thonige Drucksuturen stark deformirt und lösen sich schlecht aus dem

[1]) Ein Ausflug ins Plessurgebirge. Zeitschr. D. geol. Ges. 1895. S. 548.

Gestein heraus. Die Ammoniten, welche meist zu Phylloceras gehören, zeigen in Folge dessen häufig statt rundlicher unregelmässig eckige Umrisse. Von Nautilus fand ich bei Sonnenlaggant nur Bruchstücke. Die Belemniten gehören alle zu den paxillosi, die Crinoideenstielglieder anscheinend zu Apiocrinus.

Diese Facies ist fast ausschliesslich auf den Rhätikon beschränkt und zwar auf die Ostseite der rhätischen Grenzlinie. Anzeichen ihres Vorhandenseins in den Dolomitfelsen der Casanna bei Klosters geben die rothen Kalkblöcke mit Belemniten, die ich auf der Casannaalp vereinzelt herumliegen sah.

Im Rhätikon lagern diese rothen Kalke meist direct auf der Trias und zwar auf dem Dachsteinkalk im Gebiete des Ochsentobels. An der Scesaplana hingegen scheinen sie auf den Koessener Schichten zu liegen, doch fand ich unterhalb des Mottenkopfes bei Sonnenlaggant zwischen beiden noch einen dunkelgrauen bis schwarzen Kalkstein mit grossen schwarzen Kieselausscheidungen, der kleine verkieselte Pentacrinusstielglieder und grosse Bivalven (vielleicht Lima punctata) einschloss und möglicher Weise den untersten Lias darstellt. Als Hangendes des Adnetherkalkes gibt Richthofen Algäuschiefer an, und andere sind ihm darin nachgefolgt. Wir werden aber sehen, dass wenigstens an den von mir besuchten Stellen diese Schiefer dem Flysch angehören, und dass ein jüngerer Lias- oder Jurahorizont direct über dem Adnetherkalk bisher im Rhätikon nicht bekannt geworden ist.

Die *Algäufacies*, wie sie in Bünden vorkommt, ist noch immer das Schmerzenskind der Geologen, hauptsächlich deshalb, weil Versteinerungen so selten darin vorkommen und in ähnlichen Gesteinen neben und zwischen ihnen die so häufigen Flyschfucoiden auftreten. Diese Fucoiden für liasisch zu erklären, wie manche Forscher früher es gethan haben, ist gegenwärtig unthunlich geworden. Wir wissen jetzt, dass die sog. Fucoiden des Lias etwas ganz anderes sind als die echten stets kalkfreien Flyschfucoiden, die sich nur in Gesteinen der obersten Kreide und des unteren Tertiärs herauf bis wahrscheinlich zum Oligocän finden. Deshalb also, weil in den Bündner Schiefern südlich des Vorderrheines und in der Umgebung von Parpan Liasversteinerungen gefunden worden sind, auch alle Schiefer des Prätigaus für liasisch anzusehen, in denen Flyschfucoiden an sehr vielen Orten in ungezählten Mengen

vorkommen, läge nicht der geringste Grund vor, wenn man nur im Stande wäre irgend eine deutliche Grenze zwischen beiderlei Schiefern anzugeben. Man hat es allerdings versucht und schon Studer hat 1851 auf seinem Uebersichtskärtchen die Grenzlinie zwischen Chur und Parpan gezogen. Neuerdings hat Steinmann (1895) diese Grenze noch weiter nach Westen verschoben. Er sagt (S. 18) „Ich glaube die Hauptmasse der Bündner Schiefer zwischen Vorderrhein und Hinterrhein westlich bis zur Mundaunkette (einschliesslich), südlich bis zum Fusse der Splügener Kalkberge im Safienthal und in Schams unbedenklich als Flysch ansprechen zu dürfen". Da meine Arbeit über „das Alter der Bündnerschiefer" zwischen Vorder- und Hinterrhein damals schon erschienen war, so wurden die Ergebnisse derselben somit kurzer Hand über den Haufen geworfen. Doch scheint ihm später die Sache nicht mehr so „unbedenklich" vorgekommen zu sein, denn auf dem Kärtchen, das er 1897 veröffentlichte, ist die Grenze etwas nach Osten zurückgerückt und läuft jetzt vom mittleren Safienthal quer über die Berge bis ins Vorderrheinthal unterhalb Ilanz. Die Mundaunkette ist dadurch wieder gänzlich dem Lias zurückgegeben. Aber auch so erscheint diese Grenze nicht nur mir sondern wohl jedem, der dieses Gebiet genauer begangen hat, ganz unmöglich. Denn die Gesteine, welche westlich der Grenzlinie liegen und die dem Lias angehören sollen, streichen direct nach Osten herüber ohne Unterbrechung, ohne Wechsel in der Gesteinsbeschaffenheit und ohne dass sich etwa Flyschfucoiden einstellten, so dass kein Grund einzusehen ist, warum sie nun auf einmal Oligocän sein sollten.

Ich muss nochmals betonen, dass die Gesteine, welche am Mundaun liasische Versteinerungen einschliessen, continuirlich auf der Südseite des Vorderrheinthales ostwärts bis Chur fortsetzen, dass sie also wahrscheinlich alle ebenfalls in den Lias gehören.

Dass auch im Gebiet des unzweifelhaften Prätigauer Flysches liasische Gesteine vorkommen, ist längst bewiesen worden. Steinmann erkennt das an, aber er glaubt, dass sie nur scheinbar mit dem Flysch normal verknüpft seien, in Wirklichkeit aber in Folge grosser Ueberschiebungen auf ihm lägen. Auf diese Weise werden die Liaspartien der Falkniskette, unterhalb des Strelapasses, des Gürgaletsch und Faulhornes als Reste einer gewaltigen Ueberschiebungsdecke gedeutet. Auch dieser Auffassung kann

ich nicht beipflichten besonders jetzt, nachdem ich das Gebiet vor zwei Sommern viele Wochen lang begangen habe. Nirgends habe ich beobachten können, dass zwischen Flysch und Lias eine Ueberschiebungsfläche liegt und der Lias nur die höheren Theile der Berge, der Flysch deren Basis bildet. Stets gehören beide ein und demselben Schichtensysteme an, das als Ganzes aufgerichtet und sehr stark gefaltet worden ist. Die Falten streichen hauptsächlich von SW nach NO und sind alle nach NW überkippt, so dass da, wo Sättel zu Tage gehen, die aus Lias bestehen, der Flysch auf der südöstlichen Seite darüber liegt, auf der nordwestlichen aber darunter einschiesst. Zumeist liegt der Flysch direct auf dem Lias, aber es gibt auch Stellen, wo sich tithonische Kalke dazwischen schieben und in solchen Fällen, die allerdings nicht häufig sind, ist die Unterscheidung von Flysch und Lias leicht.

Wo das aber nicht der Fall ist, da hatte die Sache ihre bisher unüberwundenen Schwierigkeiten; und doch muss eine Grenze bestehen und ist nicht anzunehmen, dass die Flyschsedimente so vollkommen den um so viel älteren Liasabsätzen gleichen werden, dass man sie nicht petrographisch von einander unterscheiden könnte. Diese Annahme ist um so unwahrscheinlicher als an den Stellen, wo wie am Mundaun oder im Val Seranatschga die Liasversteinerungen vorkommen, die Gesteine doch deutlich von denen verschieden sind, welche wie z. B. am Glecktobel oder bei Ganei ausschliesslich nur Flyschfucoiden einschliessen. Ganz abgesehen von den Versteinerungen wird jeder Geologe nach Besichtigung solcher Stellen zu dem Schlusse kommen müssen, dass diese Sedimente auch durch petrographische Eigenthümlichkeiten unterschieden sind. Wenn man sich freilich Rechenschaft über diese Verschiedenheiten geben will, so ist das nicht so leicht, weil auch innerhalb des unzweifelhaften Flysches oder Lias der Gesteinscharakter grossem Wechsel unterworfen ist und in beiden Formationen Kalkstein, Mergel, Thonschiefer, Kieselausscheidungen, Sandsteine und Conglomerate vorhanden sind. Von diesen aber herrschen abwechselnd die einen oder anderen vor und wenn so an vielen Orten der Flysch schiefriger erscheint als der Lias, so ändert sich dieses Verhältniss an anderen Stellen gerade ins umgekehrte.

Eigentlich gibt es nur zwei Gesteinsarten, die dem Lias dieser Gegend eigenthümlich sind und die dem Flysch ganz fehlen. Das eine ist der späthig-körnige Kalkstein,

in dem dicht gedrängt einzelne grössere dunkelfarbige Calcitkörner nach Art der *Crinoideenkalke* liegen. In Schliffen von der Seranatschga lassen sie zum Theil die charakteristische Echinodermenstructur noch deutlich erkennen, während das z. B. in der Hochwangkette nicht mehr in gleichem Masse der Fall ist. Die dunklen Körner bestehen dort auch nicht mehr aus je einem Kalkspathkrystall, sondern haben bereits eine Umkrystallisirung erfahren, so dass sie aus einem Körneraggregat bestehen, das nur noch hier und da undeutliche Spuren der Echinodermenstruktur bewahrt hat. Die neu entstandenen Calcitkrystalle greifen sogar über den ursprünglichen Echinodermenkörper hinaus, dessen Konturen aber gleichwohl durch die dunklere Färbung in Folge von kleineren Einschlüssen noch scharf hervortreten, auch wenn sie mitten durch einen Calcitkrystall hindurchsetzen.

Neben diesen mehr oder minder dünnbankigen Kalksteinen kommen meist in Wechsellagerung damit auch Kalkschiefer vor, die bei der Verwitterung leicht und rasch zu einem feinen Grus zerfallen. Sie haben das Aussehen eines Knotenschiefers, obwohl sie zum grössten Theile aus kohlensaurem Kalk bestehen. In feinem Mergel liegen eben die dunklen Kalkkörner eingebettet wie grössere Sandkörner. Man könnte diese Gesteine als *Crinoideenschiefer* bezeichnen. Niemals habe ich solche Gesteine in echtem Flysch gefunden, wo die Kalksteine überhaupt meist dicht und thonig oder mit Sandkörnern gemischt sind.

Das zweite charakteristische Gestein für den liasischen Bündner Schiefer ist das *polygene Conglomerat*, wie es am schönsten in der Falkniskette aber ebenso auch im östlichen Hintergrund des Prätigaus, bei Parpan, Tiefenkastel, am Piz Curvèr und in den Splügener Kalkbergen entwickelt ist. Die wohlgerollten oder nur kantengerundeten Gerölle zeichnen sich durch ihre Dimensionen aus, die sehr oft faust- bis kopfgross, vereinzelt auch noch grösser werden. Sie bestehen aus krystallinischen Silikatgesteinen, Sandsteinen, Jaspis, Hornstein, Kalk, Dolomit und rothen, grünen und schwarzen Schiefern. Schon Theobald (1863) hat es von vielen Orten beschrieben und als jünger wie Lias in die Juraformation einbezogen. Neuerdings will Tarnuzzer[1]) es der Kreide zurechnen,

[1]) Jahresber. Naturf. Ges. Graubündens 1894. Ueber das krystallinische Conglomerat in der Falkniskette. S. 48.

während Steinmann (1897) es grösstentheils für liasisch hält, worin ich ihm beistimme, weil es stets in den Bündner Schiefern eingelagert, aber niemals mit dem Flysch vergesellschaftet ist. Nur einen kleineren Theil hat er für cenoman angesprochen aus später zu erörternden Gründen.

Dem Flysch fehlen nicht nur diese Gesteine ganz, sondern auch die Hornsteine, soweit sie darin vorkommen, sind anders entwickelt und begleiten sandige Gesteine mehr lagenförmig, während die vielgestaltigen rundlich ausgebuchteten Hornsteinknollen des Lias in grauen Kalksteinen eingesprengt liegen. Eine ziemliche Rolle spielen ferner im Flysch die feinkörnigen Sandsteine, welche stellenweise sehr vorherrschen. Dann werden auch die fucoidenführenden Schiefer und Mergel seltener und es ist bei späteren genauen geologischen Aufnahmen immerhin im Auge zu behalten, ob diese Sandsteine nicht vielleicht einen höheren Horizont des Flysches bezeichnen.

Wenden wir nun diese Kriterien auf das Prätigau an, so ergibt sich, dass die liasischen Bündnerschiefer, die vom Mundaun längs des Rheinthales bis Chur streichen, in vollkommen unveränderter petrographischer Beschaffenheit auf die nördliche Seite des Plessurthales herübersetzen und die höchsten Höhen der Hochwangkette ausschliesslich aufbauen. Von da ziehen zwei Höhenzüge nach Norden bis zur Landquart. Der eine bildet den Furnerberg, der andere die östliche Begrenzung des Rheinthales bis zur Clus. Ueberall bleibt der Gesteinscharakter unverändert und es liegt nicht der geringste Grund vor an Flysch zu denken. Erst wenn wir von Unter-Valzeina dem Wege nach Castelun folgend das kleine Felsenthor passirt haben, treffen wir im Walde etwa bei Höhencurve 900 nach Süd-Osten einfallende schwarze Schiefer und dünne Kalkbänke, die mit quarzitischen Sandsteinen wechsellagern an, die eine auffallend abweichende Gesteinsbeschaffenheit zeigen. Sie sind zum Theile erfüllt von Flyschfucoiden insbesondere von Phycopsis (Chondrites) arbuscula. Noch weiter nordwärts verschwinden sie unter der diluvialen Bedeckung und die Steilwände der Clus bestehen wieder ausschliesslich aus liasischen Bündner Schiefern. Der Flysch fällt süd-ostwärts ein, aber die Felsen im Osten tief unten im Schrankenbach beim Mühltobel sind schon wieder Lias. Der Flysch bildet hier also eine schmale, dem Lias eingelagerte Mulde, deren nordöstliche Fortsetzung unter der diluvialen Decke erst am Steilufer der Landquart gegenüber der

Station Seewis wieder zum Vorschein kommt und an den eingeschlossenen Fucoiden als solche erkannt wird. Auf der anderen Thalseite bei Pradisla tritt er ebenfalls zu Tage und zieht sich nach Seewis herauf, während ostwärts die enge Klamm bei Grüsch schon wieder durch die festeren Liasfelsen gebildet ist.

Im Westen hat sich die Landquart eine enge und tiefe Schlucht im Liasgestein gebahnt. Die Wände dieser „Clus" zeigen vortrefflich die nach Westen überkippten Falten des Bündner Schiefers. Erst am Ausgange der Clus nach dem Rheinthale im Livisunawald und an den Steilwänden des Faderasteines stellt sich wieder fucoidenreicher Flysch ein, ebenfalls mit östlicher Neigung, also unter den Liassattel einfallend. Und dieser Flysch baut dann alle Gehänge thalabwärts bis Maienfeld ausschliesslich auf und bildet die höchsten Gipfel des Bergzuges, der vom Vilan gekrönt wird, nordwärts bis zum Glecktobel. Die kleine Flyschmulde von Castelun, die wir bis Seewis verfolgt hatten, vereinigt sich am Vilan mit diesem westlichen Flyschzuge und umsäumt somit den Liassattel der Clus im Norden.

Der Lias der Clus besteht, wie schon erwähnt, aus typischem Bündner Schiefer. Er bildet auch die Steilwände der Nordseite der Clus und culminirt im Gruppberg bei Fadera (der auf der Siegfriedkarte irrthümlich als Mannas bezeichnet ist. Die Mannashöhe ist eine weiter östlich gelegene niedrigere Anhöhe dieses Kammes). Sowohl am Aus- als auch am Eingang der Clus liegen neben der Strasse grosse Steinbrüche, die in einem dickbankigen feinkörnigen, oft auch etwas sandigen Kalkstein brechen, der nur sehr untergeordnete Schieferzwischenlagen besitzt. Er ist viel fester als der gewöhnliche Bündner Schiefer, und bildet einen mächtigen Mantel um den Liassattel, der bei Pradisla beginnt, sich zur Mannashöhe heraufzieht und über Fadera wieder nach Felsenbach zur Landquart herabsinkt. Er ist also eine Grenzzone zwischen Lias und Flysch. Selbst ist er ganz frei von Fucoiden. Man kann zweifelhaft sein ob man ihn demnach schon zum Flysch oder noch zum Lias stellen soll. Ich habe ihn vorerst dem Lias einverleibt, mit dem er grössere Verwandtschaft zu haben scheint.

Wandern wir nun die Landquart herauf, so zeigt sich, dass bis Küblis auf beiden Thalseiten nur liasische Bündner Schiefer anstehen. Aber sobald man eines der von Norden einmündenden Seitenthäler betritt, so gewahrt man

sofort viele Gerölle von Flysch mit Fucoiden, was auf der anderen Seite nicht so der Fall ist. Es kommt das daher, dass der Bündner Schiefer, ähnlich wie bei der Clus, von Süden her nur wenig nach Norden herübergreift, weil die Liassättel sich rasch in dieser Richtung senken und der Flyschbedeckung die Tagesherrschaft überlassen. Im Partnunerthal z. B. reicht der Lias nur noch 2 Kilometer weit herauf, dann stellt sich fucoidenreicher Flysch ein bis zum oberen Ende des Thales. Aehnlich verhält er sich mit den bei Grüsch und Schiers ausmündenden Thälern, nur habe ich da das obere Ende des Lias nicht genauer bestimmt. Diese schluchtenartigen und wenig zugänglichen Thäler erfordern für solche Feststellung einen grösseren Aufwand von Zeit, als mir gestattet war. Aber nach den anderwärts im Prätigau von mir gemachten Erfahrungen kann auch hier die genauere Abgrenzung von Flysch und Lias bei sorgfältiger Begehung nicht schwer fallen.

Erst oberhalb Küblis tritt der Flysch wieder bis zur Landquart heran und zwar so, dass er von St. Antönien über den Saaserberg herüberstreicht, das jenseitige Gehänge von Conters gewinnt, das schon lange als Fundort von Flyschfucoiden berühmt ist, sich zur Kammhöhe des Kistensteines herauf und ins Plessurthal bis Peist und St. Peter herabzieht, überall leicht kenntlich durch seinen Gesteinscharakter und die Fucoiden, die er führt. Er hat damit noch nicht sein Ende erreicht, auf der anderen Seite der Plessur steht er bei Tschiertchen und Prada an und zieht sich wahrscheinlich nördlich um den Gürgaletsch herum bis in die Nähe von Churwalden.

Kurz zusammenfassend können wir also sagen, dass eine bedeutende Liasaufwölbung von SW her über Chur in das Prätigau herübertritt, die Hochwangkette bildet und erst nördlich der Landquart dadurch ihr Ende erreicht, dass sich die einzelnen Falten in die Tiefe senken und unter der jüngeren Decke des Flysches verschwinden. Den Sätteln und Mulden entsprechend erscheint die Grenze zwischen Lias und Flysch auf der Karte nicht als einfache sondern vielfach aus- und eingebuchtete Linie, und eine der Flyscheinbuchtungen greift sogar (bei Castelun) südwärts über die Landquart herüber. Im Osten und Südosten ist die Grenzlinie gegen den Flysch einfacher in Folge des herrschenden nordöstlichen Streichens der Schichten und Falten, aber ihre genaue Feststellung bedarf hier noch weiterer Untersuchungen, die ihr vielleicht auch da noch complicirtere Umrisse geben werden.

Ausserhalb dieser Liasaufwölbung behält der Flysch aber keineswegs die Herrschaft. Schon am Gürgaletsch, Alpstein, Arosaer Plateau, Stelli und Casanna legt sich auf den südöstlich einfallenden Flysch neuerdings der Lias, so dass ersterer nur als eine lange und schmale nach NW überkippte Mulde im Lias erscheint. Sich langsam verbreiternd erreicht sie zwischen Serneus und Küblis das Landquartthal und nimmt nun eine mehr nördliche Richtung, im Osten begrenzt durch den Lias des Saaser Calanda und oberen Gafierthales.

Im Norden des Prätigaus herrscht der Flysch ausschliesslich bis zu einer Linie, die man vom Glecktobel über das Cavelljoch nach der Tilisunahütte zieht. Sie zeigt eine grosse Verwerfungsspalte an, jenseits welcher das ganze Gebirge stark gehoben erscheint. Die Folge davon ist, dass die im Süden schon tief vom Flysch bedeckten Liasschichten im Norden dieser Linie ans Tageslicht gekommen sind und die hohen Spitzen der Falkniskette aufbauen.

Hier nun ist alles noch viel stärker gefaltet als im Süden und insbesondere sind die Mulden so sehr übergekippt, dass sie zum Theil liegend sind. Der eingefaltete Flysch endet nach Süden mit flachen spitzen Muldenböden, die hoch über der Thalebene an den Berggehängen wie concordante Einlagerungen im Lias erscheinen, während er nach Norden mächtig anschwillt und bei Vaduz bereits den Boden des Rheinthales erreichend den Lias ganz verdrängt.

Wir haben also im Westen der rhätischen Grenzlinie drei grosse Verbreitungsgebiete des Lias erkannt: das nördliche des Falknis, das centrale des Hochwang und das randliche vom Gürgaletsch zum Gafienthal.

Diese drei Gebiete zeigen untereinander nicht unerhebliche Verschiedenheiten der Ausbildung, die einer genaueren Beschreibung bedürfen. Im Falknisgebiet fehlen jene körnigen oft marmorartigen Kalke, wie sie das Hochwanggebiet auszeichnen; überhaupt ist der Metamorphismus der Gesteine hier nicht so stark entwickelt wie dort, wo sericitische Neubildungen mit transversaler Druckschieferung verbunden sind. Dahingegen treten als Besonderheiten die mächtigen Conglomerate und die Kalke mit schwarzen Hornsteinknauern auf, von denen erstere fast ganz, letztere gänzlich im Hochwanggebiet fehlen. Das randliche Liasgebiet nimmt eine Art von Mittelstellung ein, denn es besitzt alles was jene zwei Gebiete haben, und dass in der

That die Conglomeratbildung auch dem Hochwanggebiet nicht ganz fehlt, beweisen gewisse Einlagerungen eines groben Sandsteins oder feinkörnigen Conglomerates mit Fragmenten von Kalk und krystallinischen Gesteinen, wie man sie z. B. im Landquartthal bei der Einmündung des Lindenerbaches auf dem rechten Ufer beobachten kann und die in ganz gleicher Weise auch die groben Conglomerate des Falknis begleiten.

Da die Natur der Gerölle der groben Conglomerate entschieden auf eine östliche und südöstliche Herkunft verweisen, so ist es wohl begreiflich, dass die Conglomerate hauptsächlich in den Randpartien der Liasablagerungen, welche dem Meeresufer und der Einmündung liasischer Ströme genähert waren, vorkommen, in den centralen Theilen aber seltner und kleinstückiger werden.

Die Altersbestimmung ist schwierig, denn die wenigen Crinoideenstielglieder und Corallenreste, welche ich im Falknisgebiet gesehen habe und die auch Steinmann schon gefunden hat, sind specifisch unbestimmbar. Dahingegen ist die discordante Ueberlagerung der Schichten durch tithonische Kalke, die im nächsten Capitel zu besprechen ist, massgebend für das liasische Alter, wenn man dabei noch die Aehnlichkeit mit der Lias-Algäufacies in Betracht zieht.

Das Hochwanggebiet hat noch gar keine Versteinerungen gebracht, aber der örtliche Zusammenhang mit den Belemniten des Faulhornes und den Versteinerungen des Mundaunes machen das liasische Alter desselben äusserst wahrscheinlich erscheinen. Auch in dem südöstlichen Randgebiete kommen wahrscheinlich tithonische Gesteine vor, und dabei lässt die Gleichheit der Conglomerate keinen Zweifel daran aufkommen, dass sie mit dem liasischen Falknisconglomerat altersgleich seien.

Der Lias im Plessurgebirge.

Wir haben schon gesehen, dass im Osten der rhätischen tektonischen Grenzlinie im Rhätikon die Adnethfacies herrscht und dass nur gewisse Kieselkalke an ihrer Basis am Mottenkopf ein Hereingreifen der Facies, wie sie am Falknis herrscht, andeuten.

Im Plessurgebirge hingegen fehlt die Adnethfacies fast ganz. Dass sie in den wilden Dolomitfelsen der Casanna bei Klosters irgendwo noch vorhanden sei, machen nur die

belemnitenführenden wenigen Blöcke eines rothen Kalkes wahrscheinlich, die auf dem Trümmerfelde liegen, das im Norden die Wände der Casanna umgibt, und die jedenfalls von denselben herabgestürzt sind.[1] Sonst ist sowohl an der Casanna selbst als auch anderwärts im Plessurgebirge nur die Algäufacies nachweisbar. Sie ist aber ebenfalls arm an Versteinerungen. Vom Urdener Jöchl gibt Theobald Belemniten an, und einen Belemniten im Berner Museum vom „Weisshorn auf der Grenze von Fondei und Casanna" hat schon Voltz bestimmt. Ausserdem kommen aber auch die charakteristischen polygenen Conglomerate sogar sehr häufig darin vor. Die Fragmente bestehen aus Kalkstein, Dolomit, Gneiss und ähnlichen krystallinen Gesteinen sowie gar nicht selten aus rothem Thonschiefer und Jaspis, wie er in der Nähe im Perm ansteht.

Da diese permischen Jaspise bisher irrthümlich als oberer Jura gedeutet worden sind, so hat Steinmann daraus auf das jüngere (cenomane) Alter dieses Conglomerates geschlossen, — ein Schluss, der jetzt natürlich nicht mehr verbindlich ist.

Am Brüggerhorn kann man diese Conglomerate sehr schön anstehend beobachten. Sie sind dem Liasschiefer eingelagert, der unweit der mittleren Sattelhütte am SO Fuss des Berges beginnt und nach NW ansteigend immer mächtiger wird, um schliesslich das Gipfelplateau des Brüggerhornes zu bilden. Dieser Lias ist zwischen Röthidolomit eingefaltet. An manchen Stellen trägt dieser Dolomit noch Reste der Decke von jaspisführendem Quartenschiefer. Meist ist diese Decke jedoch schon vor Ablagerung des Lias weggeführt gewesen. Die Liasconglomerate bestehen aus mehr oder minder grossen Bruchstücken von Kalkstein und Dolomit, an mehreren Stellen finden sich aber auch darunter viel Gneiss, rother Schiefer und Jaspis. Ohne Zweifel stammen diese Bruchstücke alle aus nächster Nähe, wo ja vielfach an der Basis des Lias die Trias, der Quartenschiefer und Röthidolomit bis herab auf den Gneiss verschwunden sind. Die zahllosen Blöcke solcher Conglomerate auf dem Plateau zwischen Maran und Arosa im Wald und auf den Matten herumliegen, und neuerlich von Steinmann eingehend geschildert worden sind, dürften wohl alle vom Brüggerhorn und seinen Ausläufern abstammen. Auch

[1] Escher und Studer, Geol. von Mittel-Bünden S. 199.

in den NW-Wänden des Arosaer Weisshornes kommt dieses Conglomerat im Röthidolomit eingefaltet vor.

Die Liasschiefer treten in Form von mehr oder weniger dünnbankigen Kalklagern und schwärzlichen Schiefern noch an verschiedenen anderen Stellen des Arosaer Gebietes auf, aber ein grosser Theil dessen, was Theobald als solchen auf seiner Karte eingezeichnet hat, ist Flysch mit echten Flyschfucoiden, die sich z. B. am Urden Fürkli, auf dem Grad am Hörnli, an der Strasse zwischen Ausser- und Inner-Arosa, am Thomabächli kurz vor der Einmündung in den Obersee, im Hinterwald beim Zusammenfluss der Plessur und des Welschtobelbaches und in den Dolomitwänden der NW-Seite des Plattenstockes finden lassen.

Im conglomeratführenden Lias des Arosaer Weisshornes kommen auch graue Kalksteine mit schwarzen Hornsteinknollen vor, die man unten an den Steilwänden in Menge heruntergestürzt besehen kann.

Auch auf der Casanna und der Cotschna kommen solche Conglomerate im Liasschiefer vor. Einzelne Kalkgerölle sind voll Muschelschalen und entstammen wahrscheinlich den Koessener Schichten. Gewaltige Blöcke dieses Conglomerates, das noch jetzt in den Röthidolomit oberhalb des Zugwaldes am Ostende der Cotschna eingefaltet zu sehen ist, liegen im Zugwald bis herab nach Klosters, wo sie ein gewaltiger Bergsturz einst herabgeführt hat.

Der Lias im Domleschg und am Schyn.

Die Liasschiefer des Plessurgebirges setzen ebenso wie der Flyschschiefer bei Parpan über das Thal der Rabiosa in die Faulhornkette herüber. Vom Faulhorn stammen die Belemniten, die schon seit langer Zeit im Churer Museum liegen. Die reichen Flysch-Fundorte vom Stätzerhorn hat neuerdings Steinmann genauer beschrieben. Dahingegen ist nichts über das Vorkommen der polygenen Conglomerate in dieser Kette bekannt geworden, so dass man annehmen muss, dass sie ganz fehlen oder doch nur selten sind. Flyschfucoiden hat Steinmann auch dicht bei Lenz aufgefunden und ihr Vorkommen unterhalb Sureva hat schon Theobald 1863 beschrieben. Während aber letzterer daran die Bemerkung knüpfte (S. 180), dass „eine noch etwas weiter abwärts anstehende Bank von grauem Kalk allenfalls eine Scheidelinie zwischen diesen (Fucoiden-) Schiefern und den Schiefern des Schyn (die er zum Lias stellt)

abgeben könne", zog Steinmann aus den gleichen Thatsachen den Schluss, dass auch der Schynschiefer zum Flysch gehöre. Er sagt „glücklicher Weise besteht wegen der Continuität der Aufschlüsse von Tiefenkasten bis Thusis und von hier bis zur Thalerweiterung von Andeer kein Zweifel darüber, dass wir es auf dieser Strecke mit einem einheitlichen Gesteinscomplex zu thun haben. Bringt man von den Viamala-Schiefern die Veränderungen in Abzug, welche sie durch die Dislocationsmetamorphose erfahren haben, so bleibt nichts anderes übrig als Flysch".

Diese Schlussfolgerung entbehrt jedoch der Beweiskraft, erstens weil die angebliche Einheitlichkeit des Gesteinscomplexes nicht besteht und zweitens weil die angeblichen Flyschschiefer gleich unterhalb Tiefenkastel von Belemniten erfüllt sind, dort also jedenfalls zum Lias gehören.

Um diese Verhältnisse, soweit ich sie zu beobachten in der Lage war, darzustellen, beginne ich mit der Unterlage des Bündner Schiefers, wie sie im Rheinthal bei Reichenau hinter den Hügeln von Ils Auts zu Tage geht und von mir bereits 1894 eingehender beschrieben worden ist. Es ist Sernifit und daraus geht hervor, dass der Bündner Schiefer des Dreibündensteines nicht älter als mesozoisch sein kann. Oberhalb Rhäzüns am Eingang ins Domletschg liegen dicht am linken Rheinufer in der Ebene Nundraus zwei kleine Felsvorsprünge von Röthidolomit, während ringsum alle höheren Lager aus Bündner Schiefer bestehen. Am südlichen dieser zwei Kegel sieht man den grauen, stark zerklüfteten Dolomit mit seinen dicken Bänken unter 25° nach NW einfallen. Darauf liegen grüne bis violette Thonschiefer mit Einlagerungen von einzelnen gelben Dolomitlinsen und von Dolomitlagen, die reich an eingesprengten Quarzkörnern sind. Es sind das Gesteine, welche anderwärts den Uebergang von Röthidolomit in die Quartenschiefer charakterisiren.

Weitere 3 Kilometer thalaufwärts liegt bei Pardisla unweit Parpels ein etwa 20 m hoher isolirter Hügel in der Rheinebene neben dem alten Flusslauf. Er besteht aus hellgelbem Röthidolomit, der nach NO einfällt und auf der Westseite des Hügels von violetten und grünen Sernifitschiefern unterlagert wird, die zum Theil viele Quarzsandkörner einschliessen. Eine stellenweise bis 5 m mächtige Moränendecke umhüllte diese Felsen kappenförmig ringsum, ist aber auf der SW-Seite des Hügels entfernt, so dass

dort der innere Felskern zu Tage tritt. Ohne Zweifel sind die soeben beschriebenen drei Aufschlüsse von Sernifit und Dolomit nur Theile einer weiten Decke, die ungefähr im Niveau der Thalalluvionen ausgebreitet die ganze Masse der ringsum sich erhebenden Bündnerschiefer trägt.

Geht man von hier 2 Kilometer thalauf gegen Rotels, so kommt man zu einem anderen ebenso isolirten Hügel — gleichfalls dicht am Rhein bei der neuen Brücke die zur Eisenbahnstation führt. Er besteht aus grünlichem quarzitisch-sericitischem Gneiss, der sich zu dicken Platten leicht brechen lässt. Das Bedürfniss nach Steinen, die fester als der Bündner Schiefer sind, für die Arbeiten der Rheincorrection war so gross, dass dieser Hügel bereits fast ganz abgetragen ist. Der Gneiss str. N 60° W und fällt mit 45° nach NO ein. Nahe seiner Oberfläche ist er stark zertrümmert und stellt ein Blockwerk dar, das früher, ehe man den inneren Felskern angeschnitten hatte, auch zur Annahme von Bergsturzmassen hätte führen können, wie dies für die Tomas unterhalb Reichenau geschehen ist. Ueber dem Blockwerk liegt echte Moräne wie beim Toma von Papels.

Die Bündner Schiefer der Faulhornkette liegen also auf Röthidolomit, Sernifit und Gneiss. Sie hängen einerseits unmittelbar mit den liasischen Schiefern des Mundaun zusammen und führen selbst am Faulhorn Belemniten, anderseits enthalten sie auch echte Flyschfucoiden, so dass man wohl annehmen muss, dass sie ein System von Falten liasischer und tertiärer Schichten darstellen.

Die liasischen Schiefer zwischen Reichenau und Rotels sind petrographisch ganz von gleicher Beschaffenheit wie diejenigen der Hochwangkette. Auffällig hingegen ist der Unterschied zwischen ihnen und den Gesteinen, welche gleich oberhalb Thusis in der Rheinschlucht anstehen. Der Kalkstein ist hier härter und dichter und kalkfreier Thonschiefer ist in Zwischenlagen recht häufig. Es gleichen diese Gesteine herauf bis zum Verloren Loch vielmehr gewissen Ablagerungen zwischen Splügen und Vals, welche ich früher als palaeozoisch beschrieben habe. Dieselben Gesteine stehen auch an der Schynstrasse zwischen Thusis und Runplanas an, wo sie trotz vielfacher Verbiegungen in Kleinen im Grossen nach N bezw. NO einfallen. Im Wald von Versasca hingegen und insbesondere in den Steilwänden von Passmal trifft man wieder auf Gesteine vom Charakter der liasischen Bündner Schiefer und damit zu-

gleich stellt sich ein vorherrschend südöstliches Einfallen ein. So erreicht man Unter-Solis immer den Lias durchquerend und hinter dem Wirthshause am Waldrand etwas Gyps und grünlichen Sernifitschiefer, kurz nachher auch horizontale Bänke eines hellen Dolomites, der auffällig an Röthidolomit gemahnt. Vor der Solisbrücke steht aber schon wieder ein dunkler Kalk an. Er ist dunkelblau und schliesst helle quarzitische kalkfreie Lagen ein, die ihm nicht nur grössere Festigkeit, sondern auch gegenüber dem Liasschiefer vom Hochwang-Typus ein ganz verändertes Aussehen geben. Die Bänke liegen theils flach geneigt, theils sind sie steil aufgerichtet und wechseln rasch auch im Streichen. Gegen Alvaschein heraufsteigend treffen wir auch weichere Kalkschiefer an, die einen nicht unwesentlichen Antheil am Aufbau der schwarzen Wände zu nehmen scheinen, welche die Albulaschlucht einfassen.

Hinter Alvaschein stehen jene Kalkschiefer nochmals an der Strasse an und werden, kurz ehe man Valmala kreuzt, von stark zerknitterten Gypsbändern überdeckt. Höher oben liegt ziemlich horizontal sich hinziehend eine hohe Terrasse von Röthidolomit, die dann jene liasischen Kalkschiefer trägt, welche die Basis des von Steinmann bei Lenz beobachteten Flysches bilden. Man hat hier also zuunterst die dunklen Kalke und Schiefer von Müsteil, darüber Gyps und Dolomit, dann Lias und Flysch.

Der Gyps und Dolomit bildet ein Lager, das sich gegen Tiefenkastel hin rasch senkt von etwa 1080 auf 840 m. Oberhalb Prada erblickt man die weissen Gypsmassen schon von ferne und kurz vor der Brücke von Tiefenkastel schauen sie neben der Strasse unter dem Liasschiefer und Conglomerat hervor, etwa $^1/_2$ Kilometer weiter hinauf nach Surava desgleichen. In Tiefenkastel hat man diesen Gyps bei Strassenerweiterungsarbeiten gleich oberhalb des Postbureaus blosgelegt. Er bildet hier ebenfalls die Basis der liasischen Bündner Schiefer, die sich durch Führung mächtiger Conglomerateinlagerungen auszeichnen, deren Härte jedenfalls der isolirte Hügel von Tiefenkastel und ebenso der grössere im Süden davon seine Erhaltung verdankt. Das breccienartige Conglomerat ist besonders reich an gelblich anwitternden Dolomitstücken, welche darauf hinweisen, dass das liasische Meer ein dolomitisches Felsenufer vorgefunden und wenigstens theilweise zerstört hat. Doch trifft man auch einzelne Kalkbruchstücke dazwischen. Geht man von der Brücke aus etwa 400 m am rechten

Ufer der Albula abwärts, so hat man zur Rechten neben sich stetsfort Bündner Schiefer anstehend, bis man einen Felsboden als Träger dieses Schiefers erreicht, der aus einem festen grauen, gelblich anwitternden Dolomit besteht. In einiger Höhe darüber ziehen durch die Bündner Schiefer Lager, welche von Belemnitenresten erfüllt sind. Man sammelt sie leicht neben dem kleinen Fusssteig auf den Halden. Es mag besonders darauf aufmerksam gemacht sein, dass unmittelbar über diesem Felsriff von belemnitenführendem Schiefer die Schynstrasse liegt und zugleich die Stelle, wo sich die Churwaldner Strasse mit ihr vereinigt. Hunderte von forschenden Geologen mögen hier oben ahnungslos vorbeigezogen sein, und man sieht wohl ein, wie sehr die geologische Kenntniss dieses Gebietes noch auf die grossen Verkehrslinien beschränkt ist. Jedenfalls aber müssen wir den oben (S. 31) citirten Ausspruch Steinmanns jetzt dahin abändern, „dass wir es auf dieser Strasse mit *keinem* einheitlichen Gesteinscomplex zu thun haben". Echter Flysch liegt nur zu oberst bei Lenz und Surava, darunter breitet sich Lias aus mit Belemniten und Conglomeratbänken und diese liegen auf Gyps und Dolomit, deren Alter zwar unsicher ist, die aber wahrscheinlich zum permischen Röthidolomit gehören, wenn sie nicht als Vertreter der unteren Trias betrachtet werden wollen. Die schwarzen Schiefer und Kieselkalke, welche zwischen Tiefenkastel und der Solisbrücke unter dem Dolomit liegen, wird man einstweilen wohl als palaeozoisch ansehen dürfen. Wären auch sie liasisch, dann müsste man ein sehr complicirtes Faltensystem annehmen, um ihre Lagerung unter einer so schmalen Decke älteren Gesteins, die dann die Form einer liegenden Falte haben müsste, zu erklären.

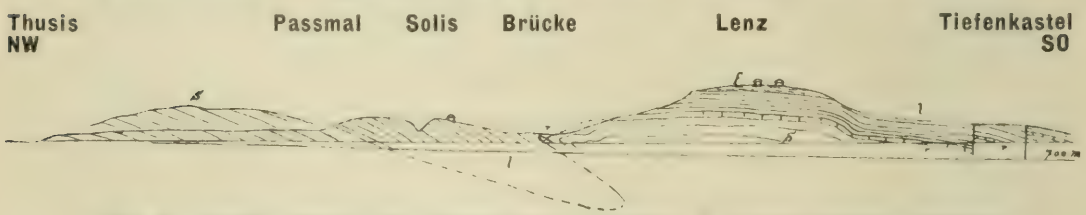


Fig. 6. Profil durch den Schynpass. 1 : 50000. S palaeozoische Bündner Schiefer, r Röthidolomit und Gyps, l liasische Bündner Schiefer, f Flysch.

Der Liasschiefer zwischen der Solisbrücke und Passmal scheint sich als nach NW überkippte Mulde diesem palaeozoischen Sattel anzuschliessen und den Uebergang zu einem neuen Sattel zu vermitteln, den die Schiefer von Thusis bilden. Freilich sollte man dann im Versasca-Wald

das erneute Durchstreichen der Gyps- und Dolomit-Zone erwarten, für die als weitere Fortsetzung nach Norden der Dolomit von Paspels und Rhäzüns gelten könnte. Aber an der Schynstrasse ist diese Zone nicht aufgeschlossen. Vielleicht liegt sie unter Schutt oder Moränen verborgen, oder sie ist an dieser Stelle überhaupt nicht entwickelt, ähnlich wie das bei Vals-Platz nach meinen früheren Untersuchungen der Fall ist. Weiter oben bei Mutten ist sie jedoch sicher vorhanden und auf Blatt XIV der geol. Karte auch eingetragen, doch ist dies wohl eher eine Fortsetzung des Lagers bei der Solisbrücke und gehört dem überkippten SO-Flügel der Liasmulde an.

Jedenfalls sind diese Gypse und Dolomite eines der wichtigsten Hilfsmittel, um die palaeozoischen von den liasischen Bündner Schiefern abzutrennen. Wie ich früher gezeigt habe, stellen sie sich ja auch im Gebiet des Piz Beverin und der Splügener Kalkberge auf der Grenze zwischen den palaeozoischen Schiefern und der Trias ein und die Gypslager im Hinterrheinthal oberhalb Donath und Zillis scheinen die Verbindung mit denjenigen von Nasch und Mutten herzustellen. Auch im Gebiet des Piz Curvèr und südlich des Schynthales spielen sie eine grosse Rolle. Am Culmetpass südlich des Piz Curvèr ist das Gypslager von mächtigem Dolomit überlagert, der durchaus dem Röthidolomit gleicht und wie dieser von rothen Quartenschiefern überlagert wird, so dass ich dort an seinem palaeozoischen Alter nicht mehr zweifle. Auf Blatt XIV ist dieser Zug nicht eingetragen, ebensowenig wie die hangenden Liasschiefer, welche von Belemnitenresten erfüllt sind aber trotzdem sich bisher der Beobachtung entzogen haben. Auf Blatt XI sind diese Gesteine mit gelber Farbe an vielen Orten recht auffällig eingetragen, aber wie mir scheint nicht immer am richtigen Ort. Bei Tiefenkastel nehmen sie einen viel zu grossen Raum ein und ihre Fortsetzung gegen Valmala ist, wie schon Tarnuzzer bemerkt hat, übersehen worden. Südlich von Savognin (Schweiningen) ist Gyps und Marmor eingezeichnet. Dieser Marmor besteht aus Dolomit, der zwar Aehnlichkeit mit Röthidolomit hat, sich aber dadurch von ihm unterscheidet, dass er schmale 2—4 dm breite Bänke echten weissen Marmors einschliesst.

Dahingegen habe ich die eingetragene Fortsetzung dieses Marmorzuges gegen die Ava di Nandro bei Parnots vergebens gesucht und statt dessen im wahrscheinlich palaeozoischen Bündner Schiefer einen Gang von Serpentin

und Ophicalcit gefunden, der im Wald in einem kleinen Steinbruch gewonnen wird. Der Gang selbst ist nur 2—3 m breit, aber die flach nach Osten einfallenden Kalk- und Thonschiefer sind im Contact auf etwa 6 m weit in Ophicalcit umgewandelt. Weiter herauf im Oberhalbsteiner Thal stellen sich dann die grünen Bündner Schiefer als bald ganz vorherrschendes Gestein ein, die mit dem sicher erwiesenen Flysch und Lias gar keine Aehnlichkeit mehr haben und die ich ebenso wie die grünen Schiefer bei Vals Platz alle für palaeozoisch halte.

Kehren wir nochmals nach Tiefenkastel zurück, so sehen wir wie die liasischen Conglomerate dieses Ortes und des südlichen Plattas-Hügels in der Schlucht der Julia gegen Süden plötzlich enden und gänzlich conglomeratfreien

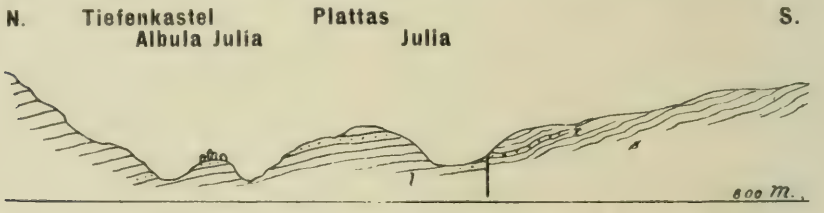


Fig. 7. 1:20000. l Lias, r Gypslager, s palaeozoischer Bündner Schiefer.

Schiefern Platz machen, die stark verbogen und gefaltet sind und ein von grünen sericitischen Schiefern begleitetes oft nur einige Meter mächtiges Gypslager in ihre Falten mit einschliessen. Dolomit scheint hier ganz zu fehlen. Ich vermuthe, dass diese Schiefer dieselben sind, welche den Sattel von Alvaschein bilden und bereits dem Palaeozoikum angehören wie die Gypse. Leider erschwert die ungeheure Bedeckung durch Moräne und die Ungangbarkeit der Julia-Schlucht die Beobachtung ungemein.

Der Lias des Piz Curvèr.

Am Culmetpass, der von Presanz nach Neza führt, steht unzweifelhafter und versteinerungsreicher Lias an, und führt zahlreiche Belemniten neben vereinzelten Pecten, Gasteropoden und Bryozoen, so dass man nicht glauben sollte, dass er bisher ganz unbemerkt geblieben ist.[1]) Er

[1]) Studer hat allerdings 1851 (S. 376) Belemniten und Crinoideen beim Uebergang von Presanz nach Albin beobachtet, aber auch dieser Fundort, der weiter südlich gelegen ist, findet sich auf Blatt XIV nicht eingetragen. Theobald fand im Hintergrund von Alp nova und bei Crestota Belemniten, Austern und Gryphaen in Menge. (1866 S. 160.)

fällt nach Norden ein und im Süden wird er von Quartenschiefer, Röthidolomit und Gyps unterlagert. Darunter liegt ein mächtiger Zug palaeozoischer Kalkschiefer, die zum Theil in marmorartige Kalkbänke übergehen, den Piz la Tschera in seinen oberen Theilen aufbauen und von dem Rofnaporphyr unterteuft werden. Nach den Aufschlüssen am Surettahorn halte ich diesen Porphyr für ungefähr gleichalterig, mit den Gneissen und Glimmerschiefern, denen er eingelagert ist. Jedenfalls sind bis jetzt keinerlei Beweise dafür erbracht worden, dass er eine sehr viel jüngere intrusive oder stockförmige Bildung sei. Auch liegen die Kalkschichten des Piz la Tschera in einer Weise auf diesem Porphyr, dass er kaum anders als eine schon vor Ablagerung des Kalkes vorhandene Felsbasis aufgefasst werden kann. Diese Ansicht wird auch von A. Heim (1891 S. 498) vertreten. Wenn wir daran und an der Zugehörigkeit des Dolomit- und Gypszuges zum Perm festhalten, dann ergibt sich für die zwischenlagernden Marmore und Kalkschiefer des Piz la Tschera ganz von selbst ein palaeozoisches Alter. Dieselben ziehen sich ohne Unterbrechung als ein hohes Felsband oberhalb Pignieu um die Westseite des Curvèr-Massives herum bis zur Alp Cess. Obenauf liegen nur hie und da Dolomite oder Gypse stets aber der Lias.

Schon am Culmetpass stellen sich die bekannten Conglomeratbänke ein, welche dann gegen Bavugls an Mächtigkeit zunehmen und gegen die Alp Taspin hin die Kalkschiefer ganz verdrängen. Zunächst werden diese Conglomerate durch Aufnahme kleinerer und grösserer, mehr oder weniger abgerundeter Bruchstücke eines granitischen Gesteines polygen, dann aber treten gegen Taspin die Kalk- und Dolomitgeschiebe mehr und mehr zurück und bei den Silbergruben selbst gehören solche bereits zu den Seltenheiten. Die Geschiebe und das nicht sehr kalkreiche Bindemittel bestehen dann vorwiegend aus Quarz, Feldspath, Biotit und Sericit (siehe C. Schmidt 1894 S. 73), so dass das Ganze sehr an Gneiss erinnert und von Escher und Studer auch (1839) als solcher beschrieben worden ist. Am Wege, der von den Silbergruben nach Nasch herunterführt, zeigt sich an mehreren Stellen die Conglomeratnatur dieser Bildung deutlich dadurch, dass einzelne wohl abgerundete Gerölle eines granitischen Gesteins aus dem Felsen hervorragen. Dies und das wenn auch verhältnissmässig seltene Vorkommen von Kalk- und Dolomiteinschlüssen, sowie der Uebergang in polygene Conglo-

merate gegen Süden lassen wohl nur die Auffassung zu, dass dieses Gestein, für welches Heim (1894) den provisorischen Namen „Taspinit“[1]) gegeben hat, seiner Ent-

[1]) Heim hat diesen Namen (1891 S. 387) mit Bezug auf die „einzige typische Localität“ nämlich die Alp Taspin „vorläufig“ gegeben „bis das Gestein nach seiner Natur in jeder Richtung ergründet“ sei. Er hat damit keineswegs, wie Steinmann (1897 S. 233) annimmt, blos „das zweifellos massige Gestein“ gemeint, denn ausdrücklich sagt er (S. 400), dass am Piz Vizan nicht nur polygene Conglomerate mit kalkigem Bindemittel vorkommen, „sondern auch solche mit Taspinit als Grundmasse“. „Hie und da in dem Taspinit-Bindemittel ein Rofnagneiss, dessen Schieferung quer oder schief zur Flaserung und Schieferung des ganzen Conglomerates“. Ich habe also durchaus nicht „Heim offenbar missverstanden“, wenn ich diesen Taspinit vom Piz Vizan als Detritusbildung naher Gneissgebirge bezeichnete. Der Autor hat diesen Namen nur vorläufig gegeben, weil er in Betreff der Entstehung dessen, was er darunter vereinigte, keine bestimmte Ueberzeugung hatte. Er schreibt (l. c. S. 384) „Die polygenen Conglomerate können einen indirecten Zusammenhang mit dem Rofnaporphyr haben, indem sie dessen regenerirten Detritus enthalten“ (das ist just meine Auffassung für den Piz Vizan), „aber sie können meines Erachtens nicht als Injektionsgänge des Rofnaporphyres gelten. Viel eher noch könnte man der Annahme beipflichten, dass im Gebiete der Alp Cess und Taspin ein anderer etwas jüngerer Eruptionspunkt war, der seine submarinen Tuffe und Abwitterungsproducte den Sedimenten zur Bildung jener polygenen Conglomerate geliefert habe“.

Weiter heisst es (l. c. S. 404), anknüpfend an das angebliche Vorkommen von grossen Blöcken „ächten Taspinites“ im Zellendolomit westlich von Durnaun am Lai da Von, der zum Röthidolomit gehören soll: „Der Taspinit ist dadurch erwiesen als älter als die Bündner Schiefer und die Kalkcomplexe überhaupt, wahrscheinlich älter als die Sekundärzeit. Die taspinitreichen Breccien und Conglomerate sind jünger — gleichalterig mit den Schamser Kalkgesteinen. Das Vorkommen eines vollkrystallinischen Gesteines (Taspinit) innerhalb sedimentärer jüngerer Schiefer und Kalke, einerseits in Form grosser, anscheinend anstehender Linsen, anderseits als deutlich umgelagerte Conglomerate, erinnert an die Phänomene der Klippen und exotischen Blöcke im Flysch am Alpennordrande.

Vor 6 Jahren habe ich die Gegend am Lai da Von besucht, aber vergeblich nach den Taspiniteinschlüssen gefahndet. Was ich sah, waren Blöcke von Rofnagneiss, die in einem weichen gelben Kalktuff, sehr jugendlichen, wahrscheinlich postglacialen Alters eingebacken sind. Der Tuff, welcher in der von Perfils ins Rheinthal herabziehenden Wasserschlucht ansteht und von dem Fahrweg angeschnitten wird, kann allerdings mit Rauhwacken verwechselt werden, um so mehr als in der Nähe ein wirklicher Dolomitfelsen aufragt — ein Erosionsrest der grossen Triasdecke der Splügener Berge, den Heim für echten Röthidolomit angesehen hat, in dem aber keine Taspinitblöcke eingeschlossen liegen.

stehung nach unter die Conglomerate und Arkosen zu stellen ist und wie diese liasisches Alter hat.

Ueber diese liasischen Ablagerungen legt sich stellenweise wieder Gyps und dann die ganze Masse von Bündner Schiefern, welche die Kammhöhen des Piz Curvèr ausschliesslich aufbauen. Es sind in vielfacher Wechsellagerung Kalkschiefer, Marmor, Thonschiefer und „grüne Schiefer" vom Typus der als Diabase bezw. Diabastuffe beschriebenen aus dem Valser Thal. Auch einzelne Dolomitlager trifft man bei den Häusern der Alp Taspin in Wechsellagerung mit dem Marmor und am Piz Zitail ist eine dünne Lage eines quarz- und sericitreichen, an Gneiss erinnernden Gesteins eingeschaltet. An einigen Stellen setzen gangförmig Serpentine hindurch. Am Culmetpass liegen diese Schiefer direct auf den fossilführenden Liasschiefern, bei der Alp Taspin auf dem Taspinit. Wenn man sie auf Grund ihrer petrographischen Ausbildung für palaeozoisch hält, dann ergibt sich, dass der Lias und die Vertreter des Perms von demselben überfaltet sind und dass der ganze Stock des Piz Curvèr eine nach Westen überkippte Gebirgsfalte darstellt. (Siehe Fig. 56 und 59.)

Der hangende Muldenflügel setzt sich nach Norden bis zum Muttner Horn fort, wenn schon er durch eine später zu besprechende Verwerfung um etwa 600 m in die Tiefe gesunken ist. Die Gypslager von Nasch liegen unter demselben geradeso wie diejenigen der Taspinalp. Sie haben ihre nördliche Fortsetzung in den Vorkommnissen bei Ober-Mutten und unterhalb der Solisbrücke. Es ist sehr beachtenswert, dass in den palaeozoischen Schichten über dem Gyps bei Nasch dieselben durch helle Kieselbänder gestreiften Kalke vorkommen, wie sie an der Solisbrücke anstehen. Die Liasmulde von Solis und Versasca entspricht demgemäss dem Taspinit- und dem fossilreichen Liaszug des Curvèr. Der liegende Flügel dieser grossen Mulde hat ebenso eine Fortsetzung nach Westen jenseits des Hinterrheines. Ihm gehören die palaeozoischen Schiefer der Viamala an, welche südwärts von Dolomiten und Gypslagern und den Triasmassen der Splügener Kalkberge überlagert werden. Letztere tragen an vielen Stellen eine Liasdecke, die besonders am Piz Vizan durch das Auftreten eines polygenen und taspinitartigen Conglomerates ausgezeichnet ist, welches nach dieser tektonischen Auffassung als die unmittelbare westliche Fortsetzung der verwandten Gesteine des Curvèr zu gelten hat. Die ungleich-

mässige Auflagerung der Conglomerate auf den Triaskalken und Dolomiten ist in vorzüglicher Weise dort entblösst (siehe meine Abbildung davon l. c. 1895 S. 25) und gibt vielleicht genügenden Aufschluss für den von Heim beschriebenen merkwürdigen Verband der palaeozoischen Kalke mit dem Taspinit auf der Alp Cess (l. c. S. 390).

Die palaeozoischen Bündner Schiefer.

Mehrfach war bisher die Rede von palaeozoischen Bündner Schiefern und von deren petrographischen Unterschieden gegenüber den liasischen und tertiären Bündner Schiefern. Leider ist es noch immer nicht gelungen, Versteinerungen in denselben aufzufinden. Trotzdem haben Gümbel, Diener und Böse aus tektonischen und petrographischen Gründen einen Theil der Theobald'schen Bündner Schiefer für palaeozoisch erklärt und ich selbst war durch die Ergebnisse genauer Aufnahmen zwischen Vorder- und Hinterrheinthal dazu geführt worden, diesen mächtigen Schiefercomplex in einen liasischen und einen palaeozoischen Theil zu zerlegen. Auch Steinmann sieht sich gezwungen eine Trennung vorzunehmen, aber er erkennt nur oligocänen Flysch und mesozoische Schiefer an. Mit Bezug auf das nördliche Graubünden habe ich meinen abweichenden Standpunkt bereits eingehend begründet. Die palaeozoischen auf Gneiss ruhenden und von der Trias überlagerten Schiefer bei Splügen stellt Steinmann in den Lias, weil er am Rossälplibach Gerölle von Kalk und Dolomit und ein Stielglied von Pentacrinus und ebenso am Kistentobel solche Gerölle in den Schiefern gesehen hat. Ich habe schon früher gerade diese beiden Stellen sehr genau studirt und nichts von Conglomeraten entdecken können. Der Pentacrinus-Stiel wurde, wie ich der freundlichen Mittheilung Steinmanns entnehme, nur in einer glatten Felsplatte nach seinen sternförmigen Umrissen erkannt, konnte aber nicht losgelöst werden. Es ist da immer Verwechselung mit einem zufälligen Calcitschmitzen nicht ausgeschlossen, wie ich aus Erfahrung weiss — solange es nicht gelingt das Stielglied ganz freizulegen. Für mich haben diese Funde Steinmanns[1]) deshalb einstweilen noch

[1]) Steinmann (l. c. S. 40) ist erstaunt dadüber, dass ich die Kalke im Strahltobel für triasisch, diejenigen des Kistentobels aber für archäisch erkläre, obwohl sie „einem einheitlichen Zuge" angehören und um etwa 1 km von einander entfernt liegen. Ich habe zur Aufklärung zu bemerken, dass erstens die Ent-

keine Beweiskraft gegenüber den zahlreichen entgegenstehenden eigenen Beobachtungen.

In den palaeontologisch sicher bestimmten Flyschschiefern, liasischen Bündner Schiefern und Triasgesteinen treten vielfach Serpentine und basaltartige Gesteine gangartig auf, die als Diabase, Diabasporphyrite, Melaphyre, Spilite etc. beschrieben worden sind. Von den sog. grünen Bündner Schiefern unterscheiden sie sich leicht durch ihre petrographische Beschaffenheit und weil sie nicht wie diese mit den grauen Schiefern wechsellagern. Steinmann möchte gleichwohl beide als Producte derselben ophiolithischen Eruptionsperiode ansehen, die er in die Eocän-Zeit verlegt. Die verschiedenartige petrographische Ausbildung schreibt er der wechselnden Grösse der dynamometamorphen Umbildung zu. Es ist aber wohl zu berücksichtigen, dass gerade in Oberhalbstein neben weitverbreiteten grünen Schiefern auch Gänge von Serpentin auftreten, die, obwohl sie also in einem Gebiet auftreten, wo starke Umwandlung angenommen wird, nicht stärker umgewandelt erscheinen als die Serpentine des Plessurgebirges. Wer die im grauen Bündner Schiefer eingelagerten grünen Schiefer des Piz Zitail und unmittelbar darunter an der Toissa die Serpentine anstehend beobachtet hat, wird kaum im Zweifel darüber geblieben sein, dass hier altersverschiedene Gebilde vorliegen. Und da die grünen Schiefer bisher noch nie in den sicher jüngeren tertiären und liasischen Schiefern beobachtet worden sind, so halte ich einstweilen daran fest, dass sie Wahrzeichen älterer palaeozoischer Ablagerungen sind. Wo sie auftreten, fehlen zugleich die charakteristischen Conglomerate des Lias vollständig.

Der grösste Theil der Bündner Schiefer des Oberhalbsteiner Thales ist palaeozoisch, doch liegen auch da Sernifite, Röthidolomit und Lias stellenweise darüber und sind darin eingefaltet. Aber erst genaue Kartirung kann die einzelnen Einfaltungen in ihrer Bedeutung und Verbreitung feststellen.

---

fernung über 2 km beträgt, zweitens der Gesteinscharakter beider Aufschlüsse ein wesentlich verschiedener ist, drittens es nicht nur unbewiesen sondern geradezu unwahrscheinlich ist, dass hier ein „einheitlicher Zug“ vorliegt. Der Marmor des Kistentobels und des Splügenpasses liegen auf Glimmerschiefer, der Kalkstein des Strahltobels auf Bündner Schiefer, hier streichen die Schichten SW—NO, dort O—W, verbindende Aufschlüsse fehlen in dem 2 km langen Abstand.

Von Bivio bis zur Furca di Lunghino überschreitet man anhaltend nur palaeozoische graue und grüne Bündner Schiefer, die jedoch an mehreren Stellen von schmalen Serpentingängen durchsetzt werden. Hier wie im ganzen Oberhalbstein fällt es auf, dass die Serpentine viele lange und gerade hinstreichende Gänge bilden und die vielfach gebogenen Schiefer ohne Rücksicht auf deren Lagerung und die Verbreitung der grünen Schiefer durchsetzen. Oben am Pass ist den Schiefern eine schmale ost-weststreichende Mulde von Sernifit und Röthidolomit eingefaltet (siehe Fig. 61). Auch da setzt ein Serpentingang aus den älteren Schiefern in diese Mulde hinein und endet wie diese am Westufer des Lago di Lunghino. An diesem See tritt der Gneiss als das Liegende der Schiefer zu Tage und bildet die hohen Gehänge bis herab zur Maloggia. Beim Abstieg trifft man jedoch alsbald eine kleine Mulde von marmorartigem Kalkschiefer und weissem Dolomit in diesem Gneiss, welche nach Westen ein Ende hat, nach Osten aber über die Gehänge von Gravasalvas weiterstreicht und wahrscheinlich bei Crap da Chüern im Silser See verschwindet. Da in den palaeozoischen Schiefern Bündens solche aus Wechsellagerung von hellem Dolomit und Marmor bestehende Lager nicht selten sind, wie das schon von Savognin, Taspin und Vals Platz erwähnt ist, so halte ich auch diese Mulde für palaeozoisch.

Bei dem vollständigen Mangel an Versteinerungen sind wir also bei der Ausscheidung der palaeozoischen Bündner Schiefer einstweilen noch lediglich auf petrographische und stratigraphische Hilfsmittel angewiesen. Im Allgemeinen jedoch sind folgende Thatsachen massgebend: Erstens die Ueberlagerung durch die jungpalaeozoischen Sernifite und den Röthidolomit und die triasischen Kalke der Splügener Berge (Pass Lunghino, Piz Curvèr, Splügen); zweitens die besondere petrographische Ausbildung gegenüber den sicher liasischen oder noch jüngeren Schiefern, insbesondere die Führung der „grünen Schiefer“ und der krystallischen Kalk- und Dolomitlagen an der Basis. Ein dritter Beweis endlich kann in dem Vorkommen von Bruchstücken der grünen Schiefer in den liasischen polygenen Conglomeraten gesehen werden, doch bedarf dieses noch eines eingehenderen petrographischen Nachweises auf Grund mikroskopischer Untersuchungen, da, wie Steinmann erwähnt, vielleicht Verwechselungen mit Hornblendeschiefer etc. gemacht worden sind.

5. Die Tithonformation.

Schichten, die dem Dogger oder Malm zugerechnet werden könnten, sind in unserem ganzen Untersuchungsgebiete noch nirgends nachgewiesen worden. Es mag dies um so mehr auffallen, als sie im Westen nicht nur vorhanden, sondern auch sehr mächtig entwickelt sind. Die Jurafacies der Schweizer Nordalpen, welche die St. Gallener und Glarner Alpen beherrscht, tritt nirgends mehr auf die rechte Rheinthalseite herüber mit einziger Ausnahme des Fläscherberges, der aber durch die Einsenkung des Luziensteiges im Osten begrenzt wird und tektonisch der linken Rheinthalseite zugehört.

Dahingegen treten in unserem Gebiete nicht selten mächtige hellfarbige Kalksteine auf, die weil sie die prachtvollen Felsberge der Drusenfluh, der Sulzfluh, Scheienfluh u. a. fast ausschliesslich aufbauen, schon frühzeitig die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich gelenkt haben.

Escher, der sich zuerst eingehender mit ihnen beschäftigte, hat sie theils als Triasdolomit, theils als Liaskalk bestimmt. Zehn Jahre später beschreibt Theobald sie als Steinsbergerkalk (Lias) und Dachsteinkalk, der auf der Nordseite der Sulzfluh „zum Theil ein dolomitisches Aussehen gewinnt". Richthofen schloss sich dieser Auffassung an. Specifisch bestimmbare Versteinerungen lagen derselben nicht zu Grunde.

Endlich fand Douglass Versteinerungen bei Gargellen, die von Hauer als Rudisten bestimmt wurden und nun wandelte sich dieser Lias und Dachsteinkalk unseres Gebietes auf der von Mojsisovics revidirten geologischen Karte 1873, soweit er zu Oesterreich gehört, in Caprotinenkalk um, und es wurde ein höchst merkwürdiges Eingreifen der helvetischen Entwickelung der Jura- und Kreideformation in das ostalpine Gebiet angenommen, das Suess 1885 und Diener noch 1891 als etwas feststehendes ansahen, trotzdem G. A. Koch schon 1877 den angeblichen Caprotinenkalk der Sulzfluh auf Grund einer dort gefundenen Nerinea Stascyzii ins Tithon gestellt hatte. Auch Tarnuzzer hat noch 1897 erklärt, dass er „gestützt auf die Autorität des Herrn Prof. Mayer-Eymar, der in Kalken von der „Gruben" bei der Sulzfluh etc. Schrattenkalkfossilien erkannte, am Vorkommen der Kreide im Rhätikon" festhalte. Ohne Rücksichtnahme auf diese Controverse tritt Steinmann 1897 mit Bezug auf den Kalk der Drusenfluh

Theobalds älterer Auffassung bei, weil diese Kalke im Norden von Algäuschiefern überlagert seien (S. 87). Dahingegen acceptirt er das tithonische Alter für den Kalk der Sulzfluh, der doch mit dem der Drusenfluh identisch ist. In der Falkniskette sollen die Conglomerate dem Lias, die Kalke mit Hornsteinknauern dem Malm angehören und die foraminiferenreichen rothen und grauen Kalkschiefer jurassocretaceisch sein. Das Profil von Jes, worauf sich wohl hauptsächlich diese Reihenfolge stützte, ist indessen nicht ganz einwandfrei. Ueber den Kieselkalken folgen nicht so gleich die rothen Foraminiferenkalke, sondern noch ein mächtiges System von schwärzlichen Schiefern und Kalken, in denen eine Lage unmittelbar gegenüber der Alphütte voll von Flyschfucoiden ist. Wir haben hier also kein normales, einfaches Profil, sondern eine Einfaltung von jüngerem Flysch und die rothen Kalke liegen über dem Flysch. Auch die im Profil angegebene Ueberschiebung der Conglomerate über den Flysch im Süden ist nicht zu sehen und existirt auch wahrscheinlich gar nicht, wie wir weiterhin zeigen werden. (S. Profil 11 der Einlage 4.)

Nach den vorausgehenden Schilderungen wissen wir, dass die Kieselkalke wahrscheinlich dem Lias angehören, die rothen Kalke und Mergel hingegen sind wirklich, wie Steinmann vermuthete, nicht liasisch sondern tithonisch, wie sogleich bewiesen werden soll.

Wir wollen mit der Scheienfluh beginnen, weil sie die meisten Versteinerungen geliefert hat. Der diesen Berg aufbauende hellanwitternde dickbankige bis massige Kalk streicht nordsüdlich und fällt schwach nach O ein. Oberhalb des Partnuner Sees in den unteren Gruben wird er von grauen foraminiferenreichen Kalkschiefern unterlagert. Auf seiner Ostseite bei Plassecken wird er von ebensolchen Gesteinen überlagert. Er selbst ist also der Kern einer nach W überkippten Mulde. Am Plasseckenpass liegt über dem grauen Kalkschiefer noch etwas Sernifit, dann ein granitisches Gestein und weiterhin Gneiss und Glimmerschiefer. Ein gleiches granitisches Gestein liegt auch bei dem Kalkschiefer in der unteren Grube, ohne dass es indessen dort ganz klar wird, ob es den Schiefer unterteuft oder ihm nur vorgelagert ist. (S. die Fig. 29—33.)

Der helle Kalk dieses Muldenkernes ist theils dicht theils ausgeprägt oolitisch. Am Plasseckenpass und über dem Partnuner See, aber auch noch an anderen Orten, führt er Versteinerungen, die sich indessen nicht leicht aus

dem Gestein loslösen lassen und vorsichtiges Präpariren erheischen. Ich konnte sicher bestimmen:

Nerinea consobrina, *Actaeonina utriculum* und *Diceras Lucii*. Der Kalk der Scheienfluh ist also Tithon. Er streicht ohne Unterbrechung und mit völlig gleicher Gesteinsbeschaffenheit in die Sulzfluh herüber, wo er längs der Tilisunaalp ebenfalls vom Kalkschiefer überlagert und auf der Sulz unterlagert wird. Die Sulzfluh ist also auch ein Muldenkern, nur hat sich das Streichen in ein ostwestliches umgedreht und fallen die Schichten nach Norden ein.

Von der Sulzfluh konnte ich bisher bestimmen:

Itieria Staszyci Zeuschner *var. helvetica* und *Petersia granulosa* Gem. Dieser also auch tithonische Kalk setzt über die Sporenfurka in die Drusenfluh fort und von da über das Schweizerthor in die Kirchlispitzen, an deren Westende er vorerst abbricht. Die Gesteinsbeschaffenheit mit den charakteristischen Oolithen bleibt sich völlig gleich. Von specifisch bestimmbaren Versteinerungen habe ich von da nichts, obwohl Durchschnitte zuweilen vorkommen. Die versteinerungslosen rothen mergeligen Kalke, die in der Scheienfluh vorkommen, wiederholen sich überall und sind bekannte Wegweiser für die Besteiger der Drusenfluh geworden. Die foraminiferenreichen grauen plattigen Kalkschiefer wiederholen sich ebenfalls überall im Hangenden und Liegenden an nicht weit auseinander liegenden Stellen.

Sie liegen sogar auf dem Kamm der Drusenfluh, von wo sie nach Süden herabstürzen und auf dem Flyschgehänge Bregez der Drusenalp ein Blockmeer bilden. Vom Schweizerthor an bis zum Kirchli formen sie eine zusammenhängende Terrasse mit Steilwänden. So mächtig sind sie nirgends sonst entblösst. Neben dem foraminiferenführenden schwarzen Kalkschiefer stellen sich auch sandige Kalke mit welliger Oberfläche und solche mit schwarzen Hornsteinen ein. Dieser Zug bedürfte einer genaueren Untersuchung um festzustellen, wie der Verband dieser Gesteine ist und ob sich vielleicht die Kalkschiefer hauptsächlich nur zu oberst vorfinden und die anderen Kalke die Basis bilden oder ob sie miteinander wechsellagern.

Wenden wir uns jetzt von der Scheienfluh südwärts, so können wir den hellen tithonischen Kalken als einem nur hier und da von Querthälern durchschnittenen Zuge bis Klosters folgen. Oberhalb der Weberli-Höhle bei Partnun am Eingang nach Plassecken liegt über dem Tithon fein-

körniger und von grünen Harnischen stark durchzogener Gneiss. Er ist sehr zersetzt und hat das Aussehen von Theobalds Casannaschiefer. Weiter oben erst stellen sich frische Hornblende- und Chloritschiefer ein. Zwischen diesen Vertretern der Gneissformation und dem Tithon liegt aber noch eine etwa 20 m mächtige Serie von Schiefern, zu unterst wellig-schiefrige graue Kalke mit einzelnen grünlichen Schieferzwischenlagen, zu oberst schwarzer Thonschiefer. Theobald wollte in diesem 20 m starken Schieferzug alle Glieder der Trias wieder erkennen, aber an Ort und Stelle bleibt es wirklich räthselhaft, wie man darin versuchen kann Koessener Schichten, Hauptdolomit, Raiblerschichten, Partnachmergel, Virgloriakalk, Streifenschiefer und Verrucano auszuscheiden. Nicht einmal die foraminiferenführenden Kalkschiefer konnte ich hier sicher erkennen, die auf dem Plasseckenpass noch anstehen. Das ist aber wohl nur die Folge davon, dass der unmittelbare Contact mit den tithonischen Kalken verschüttet ist.

Diese Zwischenschichten ziehen sich, immer unter dem Gneiss eine gangbare Terrasse über den Steilwänden des Tithonkalkes bildend, um die Westseite des Schollberges herum ins Thäli des Gargellenjoches, dann um die Gempifluh nach dem Hintergrund des Gafienthales. Hier erreichen die wellig-plattigen Kalkschiefer eine Mächtigkeit von 30 bis 40 m und tragen stellenweise noch schwarze Knollenschiefer und Sernifit zum Theil in Form rother Thonschiefer. Von da streichen sie über den Gafienplatten und unter dem Madrishorn durch auf das Joch über dem Rätschenhorn und senken sich dann in den breiten Viehcalanda herab. Dort scheinen sie eine grössere Mächtigkeit zu erlangen, aber da das östliche Gehänge ganz verrutscht ist, so kann das auch auf Täuschung beruhen.

Die Foraminiferen-Kalke über dem Tithon des Rätschen- und Geishornes sind deutlich aufgeschlossen. Darüber liegen flaserige graue Kalke, schwarze Schiefer, grober Kalk mit Kieselausscheidungen und sandige Kalkschiefer.[1]) Es erinnert das an die Schichten zwischen Kirchli und Schweizerthor. Darüber steigt dann eine feste Wand von Röthidolomit auf, die selbst eine Lage von rothem Sernifit

[1]) Wenn Tarnuzzer 1899 diesen Schichten, die er in Anlehnung an Theobald als Raibler- und Partnachschichten beschreibt, eine Mächtigkeit von 600 m gibt, so ist das wohl nur ein Schreibfehler — die Ausstrichzone ist es, die auf dem Kamm 600 m Breite hat.

und grünen Schiefern und dann die krystallinischen Schiefer und Gneisse des Madrishornes trägt. (S. die Fig. 37—40.)

Nach Süden verschwinden diese Zwischenschichten unter den Schuttmassen und Moränen, aber hinter Klosters Dörfli am Ausgang des Schlapinathales stehen wieder die Tithonkalke an. Sie liegen unmittelbar auf Gneiss, sind sehr wenig mächtig und schliessen eine Zone von Flyschschiefern mit Fucoiden ein. Das Hangende dieser nach SW überkippten Mulde ist nicht aufgeschlossen. Aber weiter in SO ist das der Fall. Ueber Monbiel steht Gneiss an, der eine dünne Lage von Röthidolomit, darüber Flysch mit Fucoiden, nochmals Röthidolomit und Rauhwacke, etwas Sernifit und dann Gneiss trägt. Hier haben sich also Tithon und die Zwischenschichten bereits gänzlich ausgekeilt.

Kehren wir von da zum Gargellenjoch (2375 m) zurück, um nach Gargellen im Valzifenz zu wandern, so haben wir zunächst den Gneissrücken zu überschreiten, der sich dort über den Zwischenschichten aufbaut und aus granatführenden weissglimmerigen Gneissen besteht, denen Chlorit- und Hornblendeschiefer eingelagert sind. Jenseits des Joches bald unterhalb der Passhöhe streicht unter diesem Gneiss grauer plattiger und flammiger Kalk hervor, der den Foraminiferen-Kalken entspricht, noch weiter unten im Thal, dessen Gehänge bald ganz überschüttet sind und das anstehende Gestein nicht erkennen lassen, ragen bei einer Meereshöhe von etwa 2000 m die hellen Tithonkalke als niedere Felsen hervor, während rechts und links oben an den Thalgehängen der Gneiss ansteht. Bei der Gargellenalp entspringt bei 1800 m eine Quelle, über der wieder die plattig-flaserigen Kalke und darüber etwas quarzitische Sandsteine und schwarze Schiefer und endlich auch rother Sernifitschiefer anstehen. Bei 1700 m hat man wieder die tithonischen Kalke erreicht, die also darunter liegen und eine deutliche weithin sichtbare Felsenterrasse bilden, an deren Fuss die kleine Ortschaft Gargellen erbaut ist. Langsam steigt diese Terrasse im Valzifenz gegen Süden an, meist allerdings von Moränen überdeckt und nur in Wasserschluchten freigelegt. Bei der Unter Stafel der Valzifenzalp hat sie 1800 m erreicht und dort liegt über ihr deutlicher Flysch. Auf der jenseitigen, östlichen Thalseite befindet sich gerade gegenüber der Kirche von Gargellen nochmals eine Tithon-Felswand, über der einige Meter helle Kalkschiefer mit dunklen Schiefereinlagerungen, dann etwa 10 m dichtes quarzitisches Gestein und schliesslich

der Gneiss liegt. Aus alle dem ergibt sich klar, dass der Kalk von Gargellen die östliche Fortsetzung der liegenden von N nach S streichenden tithonischen Mulde ist, die sich nach Westen öffnet und ihre Umbiegung in der Nähe von Gargellen haben muss. Der Flysch bei der Valzifenzalp ist das innerste dieser Mulde — der Muldenkern, ähnlich wie wir das bei Klosters Dörfli gesehen haben. Der hangende Muldenflügel besteht aus Gneiss und deckt den Muldenkern überall zu. Nur die tiefe Erosion des Gargellenthales hat die Decke durchschnitten und gewährt uns so einen Einblick in das Innere der Mulde. (Siehe die Fig. 34—36.)

Theobald scheint diesen Kalk nicht gekannt zu haben, denn er hat ihn auf seiner Karte nicht eingetragen, obwohl ihn die ältere geol. Karte von Vorarlberg schon verzeichnete. Douglass fand Versteinerungen darin, deren Bestimmung leider den Irrthum veranlasste, der schliesslich zur Annahme führte, dass die schweizerische Kreidefacies bis hierher reiche.

Die Gesteinsbeschaffenheit lässt keinen Zweifel daran aufkommen, dass dieser Kalk derselbe ist wie an der Scheien- und Sulzfluh. Zwischen den charakteristischen Oolithen fand ich nur vereinzelt Schalenfragmente, die keine genauere Bestimmung zuliessen.

Interessant ist dieses Vorkommen auch deshalb, weil es uns die grosse Tiefe dieser in den Gneiss eingebetteten liegenden Mulde lehrt.

Wenn wir nun nochmals diese ganze Mulde von dem Cavelljoch an bis Gargellen und Klosters ins Auge fassen, so ergibt sich, dass der innerste Kern derselben aus Flysch besteht, der jedoch gegen Norden zu fehlen scheint.[1]) Eingehüllt wird er von dem hellfarbigen massigen Tithonkalk, der jedoch gegen Süden an Mächtigkeit einbüsst und bei Klosters ganz verschwindet. Er liegt im Norden auf foraminiferenreichen Kalkschiefern, die gegen Süden foraminiferenärmer werden und unreinen sandig thonigen Schiefern Platz machen. Alles das ruht im Norden direct auf der Gneissformation gegen Süden stellt sich erst noch etwas Sernifit und endlich auch der Röthidolomit ein, der endlich da, wo das Tithon fehlt, dessen Rolle übernimmt und den Flysch einschliesst.

[1]) Auf der Südseite der Drusenfluh fand ich unter den von den hohen Wänden abgestürzten Gesteinen auch Flyschstücke mit Fucoiden, die wahrscheinlich irgendwo noch als kleiner Schmitzen im Tithon eingefaltet sind.

Denkt man sich diese Mulde wieder ausgeebnet, so hätte man also Gneiss, auf dem im Süden etwas Sernifit und Röthidolomit liegt. Gegen Norden sind letztere abgetragen, so dass zuerst der Röthidolomit, dann auch der Sernifit ganz verschwunden ist. Discordant darüber breiten sich sandig thonige Sedimente aus, die die jurassische Transgression einleiten, in deren Gefolge die Bildung der Foraminiferenkalke kommt, die dann concordant von den mächtigen oolithischen Tithonkalken überdeckt werden. Von neuem tritt Erosion ein und erst viel später dringt das Flyschmeer vor und lagert seine Absätze da ab, wo in Folge der Erosion der Tithonkalk schon theilweise oder wie im Süden schon ganz abgetragen war.

Ehe wir nun das Alter der foraminiferenführenden Kalkschiefer zu bestimmen versuchen, wollen wir uns erst der Falkniskette zuwenden. Dort nämlich treten solche Schiefer ebenfalls auf, die, soweit man das aus Dünnschliffen erkennen kann, dieselbe Foraminiferenfauna einschliessen. Nur sind sie viel mächtiger entwickelt und nehmen auch rothe Farbe an. Ueber ihnen liegt entweder direct der Flysch oder ebenfalls wie am Südhang des Heupiels der weisse nerineenführende Tithonkalk. Am Tschingel und Naafkopf wird es schon von weitem sichtbar, dass diese Sedimente discordant auf dem Lias aufliegen, also eine jüngere Bildung sein müssen, vor deren Entstehung eine Periode fiel, in welcher keine Absätze wohl aber Dislocationen des Liasmeeresgrundes zu Stande kamen. Am Heupiel schliessen die darüber liegenden Tithonkalke wie bei Gargellen und Klosters eine schmale Flyschzone muldenförmig ein. Das nördlichste Vorkommen dieses oolithischen Kalkes liegt bei Masescha oberhalb Vaduz, des foraminiferenführenden Kalkschiefers auf dem Joch der Bargellenalp.

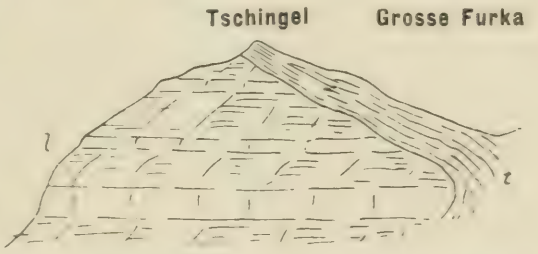


Fig. 8. Anblick des Tschingel von Alp Fasons aus. l Lias, t Tithon.

Steinmann gebührt das Verdienst, die Beziehungen dieser Kalkschiefer zu den couches rouges entdeckt zu haben. In der That sieht man im Schliff Bruchstücke, die mit der von Quereau beschriebenen Pulvinula bicarinata Quereau die grösste Aehnlichkeit haben. Wir dürfen also

vermuthen, dass sie als untere Abtheilung dem Tithon angehören und dass auch die sandig-thonigen Kalkschiefer im Süden als Transgressionsgebilde dazugehören.

Dass dieser tithonischen Transgression in den Alpen eine grosse Bedeutung zukommt, darauf hat neuerdings Haug (1898) die Aufmerksamkeit gelenkt. Er erwähnt sie von mehreren Punkten der französischen und italienischen Alpen, ebenso aus Südtirol (Alp Puez) und aus dem Salzkammergut. In den Vilser Alpen habe ich 1886 nachgewiesen, dass die tithonischen Aptychenschichten mit Aptychus punctatus direct auf mittelliasischen Algäuschiefern mit Harpoceras Boscense liegen und Oppel traf schon 1860 die fossilreichen tithonischen Kalke bei Vils unmittelbar auf denen des oberen Doggers. Da aber nicht nur im Gebiet der Vilser Alpen selbst, sondern auch noch an vielen anderen Stellen der nördlichen Ostalpen die übrigen Stufen der Juraformation vertreten sind, so kann es sich hierbei nicht um eine einfache Regression des Meeres am Ende der Liasperiode und eine Transgression zur Tithonzeit, sondern nur um mehr lokale Veränderungen des Meeresstandes handeln, die mit Bewegungen des Meeresgrundes während der Zeit zwischen mittlerem Lias und Tithon verknüpft waren. Dadurch konnten grössere Theile trocken gelegt werden, während andere für Meeresthiere bewohnbar blieben wo wir denn auch jetzt alle Stufen des oberen Lias, des Doggers und Malm palaeontologisch vertreten finden.

Die Transgression des Tithones macht sich jedoch nicht nur dadurch bemerkbar, dass auch die vorher trocken gelegten Theile des Liasmeeres wieder vom Meere bedeckt wurden, sondern auch andere Theile, die entweder nie von Liassedimenten überdeckt oder von dieser Decke in der Zwischenzeit befreit worden waren. Das sehen wir besonders schön im Prätigau, wo Tithon direct auf Perm oder selbst Gneiss aufliegt und dieses Uebertreten des Meeres auf Festland ausserdem durch eine basale Ablagerung von sandig-thonigen Sedimenten deutlich markirt wird. Diese basale Bildung war von Theobald, der überall eine vollständige Formationsreihe voraussetzte, gründlich missverstanden worden, indem er darin die verkümmerten Glieder der Trias aufzufinden sich abmühte.

Die helvetische Facies des Jura, wie sie in den benachbarten Glarner und St. Gallener Alpen entwickelt ist, zeigt von diesen Regressionen und Transgressionen kaum eine Spur. Nur zwischen Lias und Dogger macht sich

etwas Aehnliches bemerkbar, worauf ich 1898 (S. 33) hingewiesen habe. Sodann fallen die Sandeinschwemmungen im Tithon des Berglittensteines und insbesondere die sandigen Seichtwasserablagerungen der Berriastufe auf, die auf eine schwache Transgression oder wenigstens die Folgen der erwähnten grösseren Transgression im Osten hinzuweisen scheinen.

Dass über den liasischen Schiefern Mittelbündens keine jüngeren Ablagerungen liegen, ist schon immer als etwas Merkwürdiges aufgefallen und hat zu vergeblichen Bemühungen ihres Nachweises geführt. Die nachgewiesene Regression des Meeres macht ihr Fehlen jetzt wohl leichter verständlich. Indessen fehlt das Tithon wenigstens in unserem Gebiete ebenfalls nicht ganz. Ich rechne dahin insbesondere den mächtigen Zug hellen Kalkes, der unter dem Plateau von Maran im Pretschwald austreicht und eine hohe Steilwand bildet. Er besteht theils aus massigem hellfarbigem, theils aus dunkelfarbigem Kalkstein, der dem sogenannten Hochgebirgskalk der Glarner Alpen etwas ähnelt. Selten wird er dünnplattig. Von Versteinerungen fand ich nur unbestimmbare Austernschalen darin. Er liegt auf Bündner Schiefern und bildet eine Wand, die bei Lützenrüti beginnt und sich um den Pretschwald herum bis zum sogenannten Sandboden hinzieht. Dann taucht er wieder oberhalb der Churer Ochsenalphütten in Form eines Felsriffes auf, unter dem eine mächtige Quelle hervorbricht. Noch weiter gegen SW scheint er nach den Beobachtungen Steinmanns nochmals aufzutreten, denn letzterer traf (1897 S. 241) an den Felsen von Capetsch auf der Urdenalp die „bunten Foraminiferenkalke“ anstehend, die wahrscheinlich auch den Pretschkalk begleiten, dort aber wie die ganze Basis der Steilwände verschüttet sind. Schon Theobald war die Aehnlichkeit des Pretschkalkes mit dem des Rätschenhornes aufgefallen. Nur hielt er diesen damals noch für Liaskalk.

Dieselben Kalke stehen auch östlich von Sonnenrüti im Walde an und der Gipfel der Zähnjefluh wird auch dazu gehören. Die allerdings wenig mächtigen hellen Kalkeinlagerungen im Liasschiefer oberhalb Tschuggen am Fuss der Mädrigerfluh können hier ebenfalls in Betracht kommen.

So sehen wir also, dass der Lias der Algäufacies im Westen der grossen rhätischen Grenzlinie stellenweise tithonische Kalke eingefaltet trägt. Dass diese Decke so ungleich in ihrer Mächtigkeit und Verbreitung ist, darf

sicher der Erosion zugeschrieben werden, welche während der Kreidezeit wirkte, ehe von neuem das Meer sich darüber ausbreitete und den Flysch zum Absatz brachte.

6. Der Flysch.

Das ist die jüngste marine Formation, welche am Aufbau dieses Theiles der Alpen Theil nimmt. Ihrer petrographischen und palaeontologischen Beschaffenheit ist bereits unter Lias Erwähnung gethan, worauf hier verwiesen werden kann.

Ihre Verbreitung in unserem Arbeitsgebiete habe ich ebendort geschildert. Im Rhätikon ist sie erheblich grösser als man bisher wusste. Bekannt ist allerdings schon lange, dass im Norden zwischen Bludenz, Feldkirch und Schaan, die ganze Basis des triasischen Rhätikon nur aus Flysch besteht. Ebenso wird ein schmaler Zug nördlich der Drusenfluh angegeben, der vom Cavelljoch bis zur Tilisuna-Alp herüberstreicht und dort insbesondere bei Verspalen sehr reich an Flyschfucoiden ist. Mojsisovics hat ihn merkwürdiger Weise als Senon kartirt, obwohl er dem auch von ihm als Flysch aufgefassten Basisgesteine zwischen Bludenz und Schaan völlig gleicht, mit den ebenfalls ins Senon gestellten rothen und grauen Foraminiferenkalken der Falkniskette hingegen nicht die geringste Aehnlichkeit besitzt. Mit Recht hat Steinmann darauf hingewiesen, dass in diesem Zuge nördlich der Drusenfluh die polygenen Conglomerate des Lias liegen, aber er geht zu weit, wenn er deshalb den ganzen Zug in den Lias stellt. Schon am Westfusse des Kessikopfes stellt sich echter Flysch mit Fucoiden ein und er allein bildet dann den Zug zwischen Sporenalp und Tilisunaalp, der ja nur eine östliche Fortsetzung der Falkniskette darstellt, in der ebenfalls Lias und Flysch vorkommen.

Ganz unbemerkt ist der Flysch im Triasgebiet des Rhätikon geblieben. Er bildet dort eine tiefe, meist stehende Mulde in den Koessener- und Liasschichten, führt die bekannten Flyschfucoiden und lässt sich von Salem bei Bludenz an über die Nonnenalp quer durch das Sarotlathal nach dem Rothhorn bis zur Fluralp verfolgen. Wahrscheinlich liegt er als schmale Zone auch noch auf der Kammhöhe zwischen Mottenkopf und Wilderberg. Die Basis dieses Flysches besteht theils aus weissem und rothem Liaskalk, theils direct aus Koessener Schichten bezw. Dach-

steinkalk. Die Discordanz seiner Auflagerung tritt damit genugsam hervor. Er wurde bisher ohne Zweifel für Lias-Algäuschiefer genommen, obwohl seine weiche Beschaffenheit, die östlich von Brand am Weg zur Rothhornalp viele Rutschungen und kostbare Wegbauten verursacht, davor hätten warnen sollen.

Ueber das genauere Alter des Flysches ist es schwer im Gebiet des Prätigaus einen Anhaltspunkt zu gewinnen. Die einzigen Versteinerungen bilden Phycopsis arbuscula, denen sich Ph. affinis, Targioni und intricata wenn auch minder häufig zugesellen. Auch Keckia und die sog. Helminthoida sind besonders im Glecktobel nicht selten. Der Erhaltungszustand der Fucoiden ist ein recht verschiedener oft an nahe nebeneinander gelegenen Stellen. Im allgemeinen sind sie gut und deutlich im Kalk oder kalkreichen Mergel, während sie in thonigen Schiefern, verblasst und undeutlich, flüchtiger Beobachtung sich leicht entziehen. Das kann man selbst im Glecktobel, wo diese Fucoiden zum Theil sogut wie am Rand der bayerischen Alpen erhalten sind, beobachten. Nebenbei macht sich jedoch auch eine Abnahme in der Deutlichkeit nach Süden bemerkbar, was damit zusammenhängt, dass dort die kalkigen Flyschbänke gegenüber den thonreichen Schiefern stark zurücktreten und feinsericitische Neubildungen in höherem Grade entwickelt sind.

Die berühmt gewordenen Ganeischiefer gehören unzweifelhaft zum Flysch und nicht zum Lias, wohin sie Heer (1877) allerdings nach langem Zweifeln gestellt hat. Er gab zu, dass die zahlreichen Chondriten schwer von denen des Flysch zu unterscheiden seien, sah aber in dem Auftreten der Gattungen *Theobaldia*, *Gyrophyllites* und *Helminthopsis* das entscheidende Moment. Wir können jedoch heute den 3 Helminthopsisarten ebensowenig Bedeutung als den 2 Cylindritesarten beimessen. Das sind nur mechanische Eindrücke oder concretionäre Wülste. Die acht von Heer abgebildeten Chondritesarten lassen sich ohne Mühe in die oben angeführten vier Phycopsisarten vertheilen. *Halymenites minutus* darf als *Granularia lumbricoides*, *Gyrophyllites Theobaldi* und *multiradiatus* als *G. Rehsteineri* und *gallioides* bezeichnet werden, so dass als besondere Formen bei Ganei nur noch *Taenidium serpentinum* (später in vollständigeren Exemplaren von Schröter (1894 Jahresber. naturf. Ges. Graubünden) als *T. radiatum* beschrieben) und *Gyrophyllites pusillus* übrig

bleiben. Denn die drei „*Theobaldiaarten*“ sind recht unsichere Reste, von denen man nur auf Grund von Besichtigung der Originalstücke sagen könnte, ob sie vielleicht zu *Granularia* oder nur zu Kriechspuren gehören.

Am prächtigsten sind die Fucoiden entschieden am Nordrande des Rhätikon erhalten, wo sie in gewissen Bänken in einem Reichthum auftreten, der auch in den bayrischen Alpen nicht übertroffen wird. Hier ist zugleich die Altersbestimmung leichter durchzuführen, weil der Flysch bei Feldkirch als Basis die senonen Seewenmergel hat, ein Verhältniss das auch überall sonst aus dem Bregenzer Wald bekannt ist, wo von mehreren Punkten mit Bestimmtheit auch noch die Zwischenlage von Nummulitenkalk angegeben wird. Bei Feldkirch wäre dieser Nummulitenkalk nördlich von Mariagrün zu erwarten, aber da ist leider alles von Diluvium hoch überdeckt. Gleichwohl besteht die Wahrscheinlichkeit, dass im Bregenzer Wald der Flysch jünger als das mittlere Eocän ist, also vielleicht das obere Eocän oder das Oligocän vertritt. Im Prätigau könnte er hingegen auch noch tiefere Horizonte des Eocäns und selbst der oberen Kreide vertreten. Es ist deshalb jedenfalls vorsichtiger, nicht von Oligocänflysch zu reden, da ja nach den neueren Untersuchungen unbedingt angenommen werden muss, dass in den östlichen Nordalpen die Flyschfucoiden bis in die oberste Kreide mit Inoceramen herunter gehen.

Im Gebiet der Umgebung von Parpan und Tiefenkastel ist der Flysch mit seinen Fucoiden ebenfalls bekannt, worüber die Angaben von Studer, Theobald, Gümbel, Joh. Boehm und Steinmann vorliegen. Westlich des Hinterrheines und südlich des Schynes ist es aber noch niemals gelungen, auch nur Spuren von Fucoiden nachzuweisen. Wir müssen deshalb einstweilen hierhin die Verbreitungsgrenzen des Flysches legen. Im Osten der rhätischen Grenzlinie hingegen dringt derselbe noch bedeutend weiter nach Süden vor. Wir finden ihn bei Klosters Dörfli und Monbiel, in den oberen Thalgebieten der Plessur und des Urdener Baches zwischen Arosa und Parpan, ziemlich weite Gebiete bedeckend. Escher und Studer erwähnten 1839 auch Flyschfucoiden von der Parsennalp bei Davos, deren Fundplatz leider nicht näher angegeben ist. Sehr wichtig ist die Angabe dieser Autoren von Fucoides intricatus und aequalis aus dem Val d'Agnelli neben dem Julier-Pass. Sie stammten aus den Schutthalden, dürften

also wahrscheinlich auf der Höhe des Piz Bardella über dem dortigen Lias anstehen. Unverkennbare Flyschfucoiden (Chondrites arbuscula) fand ich 1899 auf der Westseite des Albulapasses. Die Flyschschiefer liegen dort gleich unterhalb Weissenstein auf der linken Thalseite auf Sernifit, der stellenweise noch eine dünne Decke von Röthidolomit trägt. Die Karte Theobalds gibt an dieser Stelle unteren Muschelkalk an, von dem ich ebensowenig etwas entdecken konnte, wie von dem oberen Muschelkalk, den Lüner Schichten und dem Hauptdolomit. Der Sernifit ist als

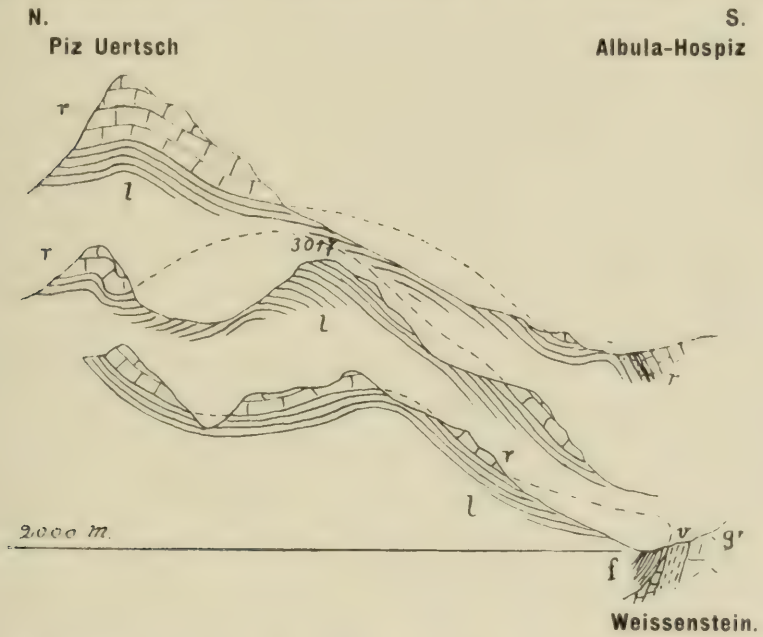


Fig. 9. Drei Profile zwischen dem Albulapass und Weissenstein; gr Albulagranit, v Sernifit, r Röthidolomit, l Lias, f Flysch. 1:33000.

Casannaschiefer eingezeichnet, obwohl er gerade bei Weissenstein recht deutlich seine klastische Beschaffenheit zur Schau trägt. Ich habe nur folgende Formationsglieder im Norden des Albula-Granitstockes auffinden können: Sernifit und Röthidolomit, Lias und Flysch. Sie bilden eine grosse liegende und nach Norden geöffnete Mulde. Der Sernifit ist wenig mächtig und steht durch Wechsellagerung mit dem Röthidolomit in Verbindung, wie man an der Poststrasse im Westen gleich unterhalb des Hospizes sehen kann. Der Dolomit schwankt sehr in seiner Mächtigkeit — wohl nur in Folge späterer Abtragung. Das Gypslager oberhalb Weissenstein scheint ihm anzugehören. Unterhalb des Hospizes folgen sogleich die charakteristischen polygenen Conglomerate des Lias und dann ein mächtiges

System dunkler Kalkschiefer mit seltenen Apiocrinusstielgliedern.

Auf den Gehängen der im Piz Uertsch dominirenden Bergkette legt sich der Röthidolomit auf diesen Schiefer, wo dann weiter oben Theobald Belemniten aufgefunden hat. Diese Ueberfaltung ist von Osten kommend in grossartiger Weise schon von ferne am Gipfel des Piz Uertsch wahrnehmbar. Das einzige was an dieser Mulde auffallend erscheint, ist die Thatsache, dass der Flysch nicht im Muldenkern rings von Lias umgeben ist, sondern im einen Muldenflügel direct auf Röthidolomit und sogar Sernifit liegt. Als Erklärung muss man wohl annehmen, dass vor seiner Ablagerung gerade an dieser Stelle bereits der ganze Lias wieder abgetragen worden war, ähnlich wie wir das ja schon z. B. bei Monbiel kennen gelernt haben.

Was den südlich anstossenden Albulagranit betrifft, so macht es den Eindruck, als ob er älter als der Sernifit und dieser auf ihm als seiner Basis abgesetzt worden wäre. Dem entsprechend scheint er auch die Muldenbiegung mitzumachen und weiter im Westen auf der Höhe des Piz Salteras auf dem überkippten südlichen Muldenflügel oben drauf zu liegen. So zeichnet es auch Theobald in seinen Profilen. Demnach wäre anzunehmen, dass er, bevor die Erosion ihn weggeschafft hat, auch auf dem Röthidolomit des Piz Uertsch als Decke sich ausgebreitet habe.

Nach Norden endet diese liegende Mulde wahrscheinlich an einer Verwerfungsspalte, welche sie in der Richtung von O nach W abschneidet und die vom Südfuss des Piz Aëla kommend das Zavretta-Thal herauf zieht und Piz Uertsch und Kesch von einander trennt. Hier wie überall im Albula Gebirge sind die Einzelheiten des Gebirgsbaues noch wenig erforscht.

7. Die Basalt- und Serpentindurchbrüche.

Das häufige Auftreten von Serpentin in Gängen und Stöcken ist eine Eigenthümlichkeit, durch die unser Gebiet gegenüber der Nachbarschaft besonders ausgezeichnet ist. Gleichwohl fehlt für die meisten Vorkommnisse eine mikroskopische Untersuchung. Vor drei Jahren hat Ball eine solche für den Davoser Serpentinstock gegeben. Leider ist mir diese Arbeit nur aus kurzen Referaten bekannt geworden und ein Versuch, sie aus Zürich zu erhalten, ist erfolglos geblieben.

Ich will zunächst die Punkte aufzählen, wo ich den Serpentin selbst beobachtet habe:

Im Flysch: Ein Gang neben dem Tilisunabach zwischen Scheienfluh und Platinakopf (siehe Fig. 33) und im Ochsentobel bei Parpan. Auf dem Plateau oberhalb Inner-Arosa in grossen Massen.

Im Lias: Ein Gang nahe der Gapfall-Alp (siehe Fig. 22) und am Nordfuss der Kirchlispitzen. Am Laretbach bei Selfranga (Fig. 41). In grösseren Stöcken und Gängen in der Nähe von Langwies bei Schmitten, am Tschuggen und Thiejer Haupt, oberhalb Grünseeli und am Weissbach.

Im jaspisführenden *Quartenschiefer*, *Lias und Flysch*: Todtenalp bei Davos.

Im *Gneiss und Röthidolomit:* am Südfuss des Seehornes bei der Tilisuna-Alp.

Im *Gneiss*, *Röthidolomit* und *Lias*: am Arosaer Weisshorn, Brüggerhorn und bei der Churer Ochsenalp.

In *palaeozoischen Bündner Schiefern*: vom Septimer Pass abwärts bis Mühlen, in Oberhalbstein in mehreren Gängen neben der Poststrasse. Am Piz Curvèr, bei Savognin und zwischen Tiefenkastel und dem Stein.

Sehr häufig sind Contactmetamorphosen zu beobachten, z. B. bei dem Serpentinstock der Todtenalp. Der Serpentingang bei Parnots unweit Savognin, der in palaeozoischen Kalkschiefern aufsetzt, ist von einer Ophicalcitzone umgeben. Der Gang bei der Gapfall-Alp besteht nur aus Ophicalcit und solcher zeigt sich auch in Verbindung mit Serpentin im Flysch der oberen Tilisuna-Alp.

Als *Basalte bezw. Dolerite* bezeichne ich die Gänge und Stöcke um Arosa, die zum Theil neuerdings von Bodmer-Beder einer eingehenden mikroskopischen Untersuchung unterworfen worden sind. Theobald hatte dieselben als Diorite und Spilite, Steinmann als Diabase, Variolite und Spilite erwähnt. Bodmer (XII Beilage Band s. Neuen Jahrb. 1899 S. 238) stellt sie zu den *Olivindiabasen* und unterscheidet hypidiomorphkörnige, ophitische, sphärolitische und vitrophyrische Varietäten. Der Feldspath gehört der Albit-Labrador-Reihe an, ist aber vorherrschend Oligoklas. Der Olivin ist meist in Serpentin umgewandelt und der Pyroxen als basaltischer Augit entwickelt. Dazu kommen noch als primäre Bestandtheile Titaneisen, Magnetit, Rutil und Spinell. An secundären Bildungen sind diese Gesteine sehr reich, so dass selbst die ursprünglich glasreichen nicht mehr als solche erscheinen. Es werden

aufgeführt: Chlorit, Serpentin, Epidot, Hornblende, Quarz, Kaolin, Calcit, Leukoxen u. a. Wo das Gestein blasig ist, sind die Blasenräume mit Albit, Quarz, Epidot, Chlorit und Calcit ausgefüllt.

Jetzt, nachdem wir sicher wissen, dass diese Gesteine oligocänen oder noch jüngeren Alters sind, dürfen wir sie wohl unbedenklich als Basalte und die grobkörnigen als Dolerite (wozu insbesondere auch das Gestein am Tschuggen gehört) bezeichnen, und es erscheint dies sogar unbedingt wünschenswerth, so lange als wir anderen gleichartig gebildeten Gesteinen, die vielleicht nur nicht so stark umgewandelt worden sind, sobald ihr tertiäres Alter feststeht, den Namen Basalt geben.

Das jugendliche Alter dieser Basalte und der Serpentine geht nicht allein daraus hervor, dass sie alle Sedimente, die hier entwickelt sind, also auch den Flysch durchsetzen, sondern insbesondere, weil sie dieselben schon im gefalteten Zustande vorgefunden haben und sogar die grosse rhätische Ueberschiebung bei ihrem Erscheinen bereits vorhanden war. So sieht man z. B. den Serpentin nördlich von Arosa aus dem basalen Gebirge der Churer Ochsenalp ohne Unterbrechung in das rhätische Deckgebirge des Brüggerhornes hinaufgehen.

Steinmann nahm deshalb, weil er von der Voraussetzung ausging, dass die ophiolithischen Gesteine nur in dem Deckgebirge (seiner „Aufbruchzone") vorkämen, an, dass die Ueberschiebungsfläche tiefer läge. Meine Untersuchungen auf Grund kartographischer Aufnahmen haben aber diese Voraussetzung ebensowenig bestätigen können als die andere, wonach auch die grünen Bündner Schiefer der Hinterrheinthalgegend und des Oberhalbsteiner Thales nichts anderes als Spilit- und Diabasgänge (sc. Basaltgänge) sein sollen, die aber im Gegensatz zum Plessurgebirge in Folge des hier stärker eingetretenen Zusammenschubes durch Pressung und Streckung in Grünschiefer umgewandelt worden sein sollen, die nun scheinbar concordant in den Sedimenten liegen. Ich habe nicht gefunden, dass in diesen Gegenden ein bemerkenswerter Unterschied in der Stärke des Zusammenschubes bestehe und insbesondere zeigen die so häufigen, oft schmalen aber doch geradlinig hinstreichenden Gänge von Serpentin keine Spur von Zusammenschub, Faltung etc. Sie sind eben geradeso wie die Basalte des Plessurgebirges jünger als die grossen tektonischen Bewegungen. Die grünen Schiefer hingegen

machen alle Faltungen der Sedimente mit, und wo sie von einem Serpentingang getroffen werden, tritt dieser Gegensatz stets auf das deutlichste hervor. Ich mache besonders auf die Serpentingänge zwischen Bivio und dem Septimerpass und denjenigen zwischen Tiefenkastel und dem Stein aufmerksam.

8. Die glacialen Ablagerungen.

Eine ausführliche Schilderung dieser Ablagerungen ist hier nicht beabsichtigt. Es soll nur auf Einiges hingewiesen werden, was von Wichtigkeit bei Beurtheilung der Thalbildung ist.

I. Das Illthal.

Eine sehr interessante Bildung ist die Nagelfluh am Ausgang des Brandnerthales bei Bürs und des Gampertonthales oberhalb Nenzing. Sie besteht aus mehr oder minder grossen, stets abgerollten Geschieben und feinerem Sand, besitzt mehr oder weniger deutliche Schichtung oft mit discordanter Parallelstructur. Bei Bürs ragt sie in hohen malerischen Felsen auf, die von dem Alvierbach durchbrochen sind, sie reicht herab bis auf die Sohle des Illthales (circa 600 m) und lässt sich ungefähr 1500 m weit das Brandnerthal herauf verfolgen bis zu Höhen von 750 m.

Sie erscheint wie ein grosser alter Schuttkegel des Alvierbaches, aber die zahlreichen Geschiebe von krystallinischen Gesteinen, welche sie einschliesst, und die dem Brandnerthal ganz fremd sind, beweisen, dass diese jetzt zu einer festen Nagelfluh verfestigten Schotter das Montafuner Thal herunter gewandert sein müssen. Noch auffälliger tritt dies im Gampertonthal in die Erscheinung, wo diese Nagelfluh erst bei einer Höhe von 700 m auf dem Flysch abgelagert angetroffen wird und sich von da noch 3 km weit das Thal heraufzieht bis zu einer Höhe von 900 m.

Diese Lagerungsverhältnisse erklären sich, wenn man die Ablagerung als eine fluvioglaciale auffasst und annimmt, dass der Montafuner Gletscher seitlich eine Strecke weit in die Seitenthäler heraufgepresst wurde. Vielleicht haben wir hier Reste eines Deckenschotters.

Erst nach ihrer Verfestigung zu Nagelfluh wurden sie neuerdings von mächtigen glacialen Ablagerungen über-

deckt, die aber ihre lockere Beschaffenheit behalten haben und die insbesondere im Scesatobel oberhalb Bürserberg in gewaltiger Mächtigkeit aufgetürmt liegen, aber auch sonst die Nagelfluh überdecken als Ablagerungen einer späteren Eiszeit.

Die Moränen der inneren Thäler des Rhätikon sind durchaus frei von Geschieben des Montafuner Gebietes und die grossen Blöcke des Silvrettagneisses liegen nur am Südgehänge des Illthales ausgestreut allerdings zum Theil herauf bis zu Höhen von 1400 m (am Frastanzer Sand).

Die Mammuthzähne, welche man seinerzeit im Westen von Bürs gefunden hat, stammen nicht aus der älteren Nagelfluh, die bisher noch gar keine Versteinerungen geliefert hat, sondern aus den jüngeren Moränen des Scesatobels.

Die Moränen des Sanina-, Gamperton- und Brandnerthales entstammen den Localgletschern des Rhätikon, welche sich mit dem grossen Montafuner Gletscher vereinigt haben, aber zeitweilig mächtig von demselben zurückgestaut worden sein müssen. Auf dem Boden des Gampertonthales liegen aus dieser Zeit Montafuner Blöcke noch bis 1000 m Höhe. Unerklärt ist die Herkunft der Serpentinblöcke, welche man im Malbunthal, einem Seitenarm des Saninathales, findet. Anstehender Serpentin ist von dort nicht bekannt.[1])

Will man die Bürser Nagelfluh mit dem schweizerischen Deckenschotter vergleichen, so fällt auf, dass sie hier in Thälern abgelagert wurde, die seither nicht tiefer eingeschnitten worden sind, während in der Schweiz der Deckenschotter bedeutend höher als die heutigen Thalböden liegt und zum Theil ganz unabhängig von den gegenwärtigen Transportwegen erscheint.

II. Das Landquartthal.

Dieses Thal ist zur Eiszeit fast ganz durch Moränen ausgefüllt worden und auch heute noch sind die Flanken und der Boden desselben von mächtigen Moränendecken grösstentheils bedeckt. Der Ausräumungsprocess in postglacialer Zeit hat zur Bildung einer grossen Zahl von

[1]) Während des Druckes theilte mir Herr Rector Dr. Kellermann aus Lindau zufällig mit, dass er auf dem Sareiser Joch anstehenden Serpentin beobachtet hat, wodurch die Herkunft der Blöcke im Malbunthal in erfreulicher Weise aufgehellt erscheint.

Terrassen geführt, die in die Moränen eingeschnitten sind und wegen ihrer Regelmässigkeit und Länge den Glauben erwecken könnten als seien es alte Seeterrassen. Es ergibt sich aber bei genauerem Zusehen, dass sie sich mit dem Thal langsam senken und in sehr verschiedenen Höhen ansetzen. Theilweise tritt ihr Verlauf schon auf dem Siegfriedatlas hervor.

Die Moränen sind theils ungeschichtet, theils deutlich horizontal geschichtet und zwar besonders in ihren obersten

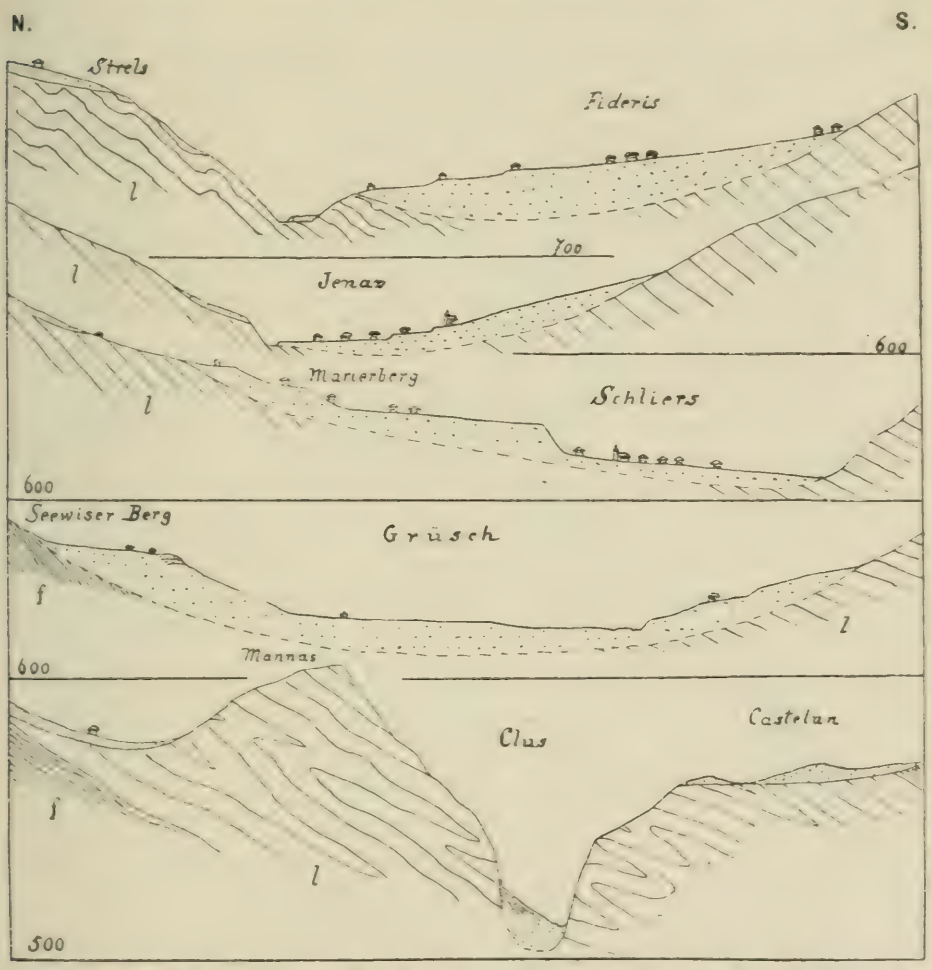


Fig. 10. Fünf Querschnitte durch das untere Landquart-Thal mit seinen in die Moränen eingeschnittenen Thalstufen. f Flysch, l liasischer Bündner Schiefer. 1:20000.

Theilen, wo es aber theilweise Folge nachträglicher Umlagerung sein kann. Die Geschiebe bestehen hauptsächlich aus Graniten, Gneiss, Hornblendeschiefer, Serpentin, rothem Sernfconglomerat, Dolomit, Kalkstein und Schiefer der Juraformation und des Flysches.

Diese Moränen erfüllen nicht nur die breite Mulde des Thales, sondern ziehen sich als ausgedehnte Decke gegen Süden noch weit an den Bergen herauf und in die Seitenthäler hinein. Besonders fallen sie wegen ihrer Mächtigkeit im Valzeinathal auf. Man trifft sie dort selbst bis herauf zum Joch bei Stams bei 1650 m Höhe. Aehnliches gilt für den Jenazertobel und das Thal, in dem Bad Fideris liegt. Nach Norden hingegen ist die Ausdehnung der Moränendecke enger begrenzt. Bei Seewis z. B. gehen sie nur etwa 2 km nördlich herauf bis Marein (1116 m Höhe). Die Süd-Gehänge des Falknis und der Scesaplana sind jedoch ganz frei von den charakteristischen Geschieben des Silvrettagletschers.

Was man da antrifft sind Ablagerungen kleiner localer Gletscher, die nach Süden von den hohen Bergeskämmen des Rhätikon niederstiegen und ihre scharfbegrenzten Seiten- und Stirnmoränen zurückgelassen haben. Sie sind auf dem topographischen Siegfried-Atlas zum Theil ganz deutlich als solche zu erkennen.

Zwischen Klosters und dem Rheinthal läuft die Landquart mit Ausnahme von drei Stellen stets in den alten Moränen, d. h. sie war noch nicht im Stande, das alte Felsthal von seiner späteren Ausfüllung zu befreien. Bei Fideris und Vorder-Lunden hat sie sich jedoch in Bündner Schiefer eingeschnitten, offenbar nur, weil sie von den mächtigen Moränenmassen gegen die Thalwand gedrängt worden ist, und bei Clus hat sie zwar die alte enge Felsschlucht wieder freigelegt, aber doch noch nicht ganz ausgeräumt, denn sie läuft auch da nicht auf der Schiefersohle, die wahrscheinlich erheblich tiefer liegt. Dass in der That dieser Engpass schon vor Ablagerung der Moränen bestanden hat, geht aus Fig. 11 hervor. Wo die Clus sich thalaufwärts gegen Pardisla öffnet, sieht man neben der Strasse an einem Schieferbruch noch einen Rest der Moränen angelagert, der bis auf die Thalsohle herabreicht und nur dadurch erhalten geblieben ist, dass ein Schuttkegel ihn später zugedeckt

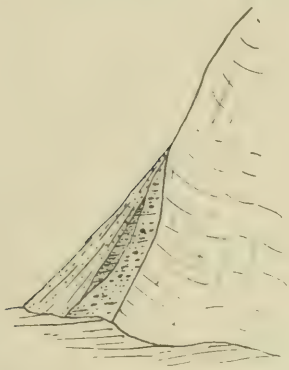


Fig. 11. Felswand von Flyschgesteinen an der Landstrasse unterhalb Station Seewis (Pardisla) mit angelagerter Moräne, an die horizontal geschichteter Flusssand abgelagert ist. Das Ganze ist von Gehängeschutt überdeckt.

hat. Selbstverständlich konnte der breite Silvrettagletscher nicht durch die enge Schlucht ins Rheinthal vordringen, er wurde von den Höhen des Mannas und von Castelun gestaut, bis er über dieselben heraufstieg und dort in Höhen von 1100 m als Zeugen seiner Wanderung die Moränen zurückliess, welche auf Fig. 10 angegeben sind.

Sobald man durch die Clus das Landquartthal betreten hat, erblickt man zu beiden Seiten die schönsten Terrassen, die um so mehr in die Augen fallen, weil im Rheinthal solche Bildungen ganz fehlen. Besonders erregen zwei grosse Hügel unsere Aufmerksamkeit, die vom höheren Berghang ins Thal vorspringen und gegen dasselbe mit steiler Böschung enden. Oben sind sie ganz flach und diese Oberfläche hat eine Höhe von 750 m, liegt also 150 m über dem Thalboden. Sie erscheint aus der Ferne wie eben, nur dass sie schwach gegen den Berg ansteigt. Der eine dieser Terrassenhügel liegt ob Grüsch, der andere ob Schliers. Auch noch weiter thalauf z. B. bei Hinter-Lunden und Fiderisau findet man schöne Terrassen, deren oberer Rand die Höhe von 750 m hat, so dass man wohl in Versuchung kommt, an die Existenz eines früheren Sees zu denken, dessen Wasserspiegel diese Höhe erreichte. Allein wenn man jene Terrassen Schritt für Schritt verfolgt, bemerkt man bald, dass sie sich langsam thalaus senken. So reicht die Terrasse von Fiderisau ohne Unterbrechung bis zur Station Furna, hat dort aber nur noch 730 m Höhe. Die 750 m-Terrasse von Hinter-Lunden erreicht bei Schliers nur noch 690 m. Ueber der 750 m-Terrasse bei Schliers liegen noch zwei andere, deren oberste 120 m höher als die untere liegt und die gegen das Schraubachthal noch bis zu 900 m ansteigt.

Man kann keine dieser Terrassen durch das ganze Thal verfolgen, sie verschwinden meist plötzlich und das längste Stück beträgt nur drei Kilometer. Zum Theil sind sie verwaschen oder durch spätere Erosion entfernt worden, zum Theil mögen sie schon ursprünglich keine grössere Längsausdehnung besessen haben, weil die Moränenausfüllung wohl nicht überall gleich hoch war.

Die jeweilige Höhe des Landquart-Inundationsgebietes wird manchmal noch deutlich durch eine kleine wohlgeschichtete Kiesschicht markirt, die aus aufgearbeitetem und umgelagertem Moränenmaterial besteht. Bei „Ueber der Landquart“ gegenüber Grüsch in einer Höhe von 720 m war sie durch eine kleine Grube sehr schön aufgeschlossen.

Sehr merkwürdig ist der ungefähr 150 m hohe und beinahe 2000 m breite Wall, der das Thal bei Fideris abzusperren scheint und dies auch ehemals wirklich gethan haben muss, ehe die Landquart sich ihr schmales Bett randlich in denselben und die liegenden Schiefer eingeschnitten hatte. Man könnte glauben dieser Wall wäre ein grosser Schuttkegel, welchen der Areschbach von der Seite her ins Hauptthal vorgeschoben habe. Aber er besteht aus echter Moräne, wohl einer Stirnmoräne aus der Zeit des Gletscher-Rückzuges. Hinter ihm beginnt sofort wieder die Terrassenlandschaft in ausgezeichneter Weise bei Dalvazza und Küblis. Vor Klosters beginnt aber der Thalboden in seiner ganzen Breite rasch anzusteigen und die Terrassen verschwinden. Die rückwärts arbeitende Erosion hat den hohen aufgeschütteten Thalboden von Klosters noch nicht erreicht, und so kann er uns ein ungefähres Bild von der Ausfüllung geben, die einstmals bis zur Clus herabgereicht hat.

Warum hat der Silvrettagletscher so mächtige Moränen im Gebiet des Landquartthales abgelagert?

Diese Frage hat ihre gute Berechtigung. Denn im Rheinthal, das doch von einem noch grösseren Gletscher ausgefüllt war, gibt es viel weniger Moränen. Im Plessurthal hingegen sind wieder ungeheure Moränenausfüllungen zur Ablagerung gelangt, obwohl der Plessurgletscher jedenfalls nicht so bedeutend wie der Silvrettagletscher und sehr viel unbedeutender wie der Rheingletscher war.

Die Beantwortung dieser Frage kann nicht schwer fallen. Beide Seitenthäler — und das gilt auch für das Illthal — haben einen engen durch feste Felswände gesperrten Ausgang, der den breiten Hinterlandsgletschern keinen Durchgang freigab. Um ins Rheinthal zu gelangen, mussten diese deshalb erst die Felsenschranke ersteigen. Dort angelangt sahen sie ihren Weg von neuem durch die gewaltigen Eismassen des Rheinthalgletschers gesperrt.

Ihre durch den Anstieg verlangsamte Eisbewegung und ihre tiefere Lage[1]) ermöglichte es jedenfalls dem Rheingletscher, sie zurückzustauen, um selbst ungehindert passiren

[1]) Gegenüber am Calanda findet man die erratischen Blöcke noch in Höhen von bis 1800 m (siehe Piperoffs Karte).

zu können. Nachdem so die enge Clus durch den Moränenschutt verstopft war, mag es wohl eingetreten sein, dass die Schmelzwasser unter dem Gletscher zu Seen angestaut wurden und daraus mag sich auch die horizontale Schichtung zum Theil erklären, welche gerade die Moränen der Terrassen besonders bei Lunden besitzen.

Dass der Boden des Rheinthales keinerlei Moränenreste und Hügel besitzt, hat seinen Grund wohl darin, dass sein Felsuntergrund viel tiefer liegt, als die heutige Thalsohle. Moränen treffen wir in Folge dessen nur auf den Berggehängen und Terrassen zu beiden Seiten, wo ihre Spuren, wie schon erwähnt, am Calanda bis 1800 m oberhalb Unter-Vaz und bis 1900 m gegenüber Chur heraufreichen. Sie finden sich auch noch auf dem höchsten Gipfel des Fläcberberges bei 1141. Der Thalboden besteht entweder aus den jüngeren Anschwemmungen des Rheines oder aus grossen Schuttkegeln, die von der Seite her durch Wildbäche zugeführt worden sind und zum Theil auch jetzt noch zugeführt werden. Auch Bergstürze haben sich daran betheiligt. Wahrscheinlich in historischer Zeit ist ein solcher von der Gleckwand im Hintergrund des Glecktobels niedergebrochen. Die Sturzmasse schoss den Tobel hinaus und bedeckte noch ein gut Theil des Schuttkegels, auf dem Maienfeld erbaut ist. Ihre untere Grenze erreicht die obersten Häuser des Ortes, auf der NW-Seite geht sie bis zum Fläscherberg und ihre gesammte Verbreitung fällt beinahe mit der des Steigerwaldes zusammen. Die unverbürgte Sage, dass die erste Niederlassung weiter oben als der heutige Ort gelegen aber zerstört worden sei, mag darum wohl begründet sein.

Erst oberhalb Chur trifft man Moränen auch in der Thalfläche an. Sie bauen die kleinen Tomas auf und bedecken den felsigen Untergrund derselben.

Wahrscheinlich war das Rheinthal von da abwärts bis zum Bodensee und bis Wesen zur Eiszeit viel tiefer als jetzt. Nach Rückzug der Gletscher wurde der Boden von den Alluvionen rasch aufgefüllt, die alten Grund- und Endmoränen verschwanden darunter und die Ausgänge der Seitenthäler wurden dadurch theilweise verstopft und erhöht. Deshalb wohl läuft die Landquart in der Clus nicht über Schieferfelsen, sondern über Schutt und der felsige Untergrund mag nicht unbedeutend tiefer zu suchen sein.

Die Ausfüllung des Rheinthales schritt natürlich von hinten nach vorn fort, während gleichzeitig auch von den

Seiten her Material zugeführt wurde. Als aber die lockeren Moränen- und Gesteinsmassen mit der Zeit seltener wurden, die Wasser weniger trübe flossen, nahm diese Auffüllung des Thales einen langsameren Gang an und so kam es, dass sie bis heute ihr Werk nicht vollenden konnte. Walensee und Bodensee sind noch auszufüllen, aber nur langsam rückt das Delta in diesen Seen vorwärts und wenn nicht andere Verhältnisse einen Wechsel bringen, so wird die Ausfüllung in absehbarer Zeit nicht vollbracht werden.

II. Tektonischer Theil.

Die stratigraphischen Anhaltspunkte sind nun gewonnen, um den Gebirgsbau zu beiden Seiten der grossen rhätischen Grenzlinie zu entziffern. Um jedoch ein klares Bild des Ganzen zu gewinnen, ist es zunächst nothwendig schrittweise das Gebirge zu durchwandern. Wir wollen diese Wanderung von Norden her beginnen, weil da im Rhätikon die zuverlässigeren Untersuchungen vorliegen und uns die Einsicht erleichtern.

1. Der Rhätikon.

Ueberrascht wird jeder, der zum ersten Male dieses Gebirge erblickt, von seiner gewaltigen Erscheinung. Hoch aufgethürmt ragen die stolzen lichten Kalkmassen zum Himmel empor und schauen wie eine von Riesen erbaute Felsenburg auf die sanften grünen Niederungen des Walgaues im Norden, des Rheinthales im Westen und des Prätigaues im Süden herab. Tausende kommen jahraus jahrein angezogen von diesen kühnen Höhen, und suchen von deren Gipfeln des grossartigen Ausblickes, den sie gewähren, theilhaftig zu werden.

Von wo immer man aus der Niederung aufsteigt, gewahrt man, dass diese Felsmassen aus Triasgesteinen aufgebaut sind und zwar so, dass sie zu unterst aus Buntsandstein oder Muschelkalk bestehen, über denen in normaler Anordnung die übrigen jüngeren Glieder der Trias folgen. Auf der höchsten Spitze, der Scesaplana, angelangt, steht man auch auf den obersten Ablagerungen der Trias, den Koessener Schichten. Von da schweift der Blick aus der vegetationslosen Felslandschaft auf die bewaldeten grünen Vorlande hernieder, die aus den jüngeren Ablagerungen der Jura- und Flyschperiode bestehen. Unwillkürlich drängt sich dem Beschauer der Eindruck auf, dass die Masse des Gebirges, auf dem er steht, gewaltsam

von unten herauf in die Höhe gehoben worden sei, während die Umgebung in der Tiefe zurückblieb oder, wenn auch gehoben, nachträglich dahin versank, so dass das krystallinische Urgebirge unter dem Rhätikon als ein gewaltiger und fester Sockel stehen blieb und als Aufsatz die hohen Massen der triasischen Berge trägt.

Verlassen wir unter diesem Eindrucke den Gipfel und steigen wir etwa durch das Gampertonthal zu jenen Niederungen herab, so erfahren wir dort, wo die Triasfelsen am Gampberg und Klamperschroffen ihr nördliches Ende finden, eine merkwürdige Enttäuschung. Deutlich gewahren wir, dass unter den nach Norden etwas ansteigenden Bänken des Muschelkalkes die Unterlage desselben zum Vorschein kommt; aber sie besteht nicht aus dem vermutheten Urgebirgssockel, sondern aus gefalteten und aufgerichteten Flyschschiefern, also Gesteinen die erheblich jünger als der Muschelkalk sind. Die gleiche Beobachtung kann man noch an anderen Stellen des Nordrandes des Rhätikons von Bludenz bis Vaduz machen. Richthofen hat dies schon vor 40 Jahren erkannt und daraus mit vollem Rechte auf eine Ueberschiebung des jüngeren Flysches durch die ältere Trias geschlossen. Denn ohne Rücksicht auf die Schichtstellung im Flysche liegt die Trias mit ihrem untersten Gliede dem Buntsandstein am Ausgang des Gallinathales oder sonst mit dem Muschelkalk discordant auf den jüngeren Schiefern und zwar mit einer Auflagerungsfläche, die schwach nach SSO geneigt und weder mit den Schichten des Flysches noch mit denen der Trias parallel gerichtet ist. Jetzt also begreifen wir, wie trügerisch der erste Eindruck von der Höhe der Scesaplana war, dass der Rhätikon nicht ein einfach gehobenes Stück der Erdkruste, sondern dass diese grosse Felsmasse von der Seite her über eine andere heraufgeschoben ist. Die Scesaplana wurzelt mit ihrer Unterlage nicht in der Tiefe des Urgebirges, sie birgt vielmehr unter sich den jungen Flysch, der diese gewaltige Triasdecke wie zum Schutze von Osten her über sich heraufgezogen hat.

Wenn wir nun diese Triasdecke ins Auge fassen, so bemerken wir, dass an ihren Rändern überall die ältesten Schichten ausstreichen, und dass sie gegen das Innere geneigt sind, als ob die ganze Decke die Form einer grossen Mulde hätte. Dem ist aber nicht so, und schon Richthofen hat es deutlich ausgesprochen, dass dieselbe aus mehreren Falten besteht und dass diese ausserdem von zwei grösseren

Längsbrüchen durchschnitten sind. Diesen letzteren hat später Mojsisovics besondere Aufmerksamkeit geschenkt und ihren Verlauf kartographisch wohl so eingetragen, wie er in dem Blatt Bludenz-Vaduz der oesterr. Generalstabskarte geologisch colorirt von der k. k. geol. Reichsanstalt dargestellt ist. Meine eignen Begehungen, die freilich nicht eine Spezialaufnahme bezweckten, haben jedoch zu nicht unerheblichen Veränderungen in der Einzeichnung dieser Bruchlinien geführt. Ich will letztere deshalb, so wie ich sie gefunden habe, kurz schildern. Auf der tektonischen Skizze sind sie so genau, als dies möglich war, eingetragen.

Die Triasschollen des Rhätikons.

Ein grosser Längsbruch beginnt unterhalb der Gaflei südlich des Liechtensteiner Wildschlösschens, setzt über die Bargellenalp ins Saninathal, erreicht jenseits desselben Mittel-Vallorsch, das Guschgfieljoch, die innere Gampalp und das Gampertonthal etwas oberhalb der Einmündung des Gampbaches, von wo er über die Forklaalp nach Bludenz zieht. Es ist eine annähernd vertikale Bruchfläche, und sie begrenzt die *Drei Schwestern-Scholle* nach Süden, die wie Profil 1 zeigt, im Westen aus einer breiten Mulde, im Osten aus einem flachen Sattel besteht, der sich in eine sehr flache Mulde umbiegt, die aber bald unter dem Thal der Ill untertaucht.

Längs der südlichen Verwerfungsspalte, die wir als die Vaduz-Bludenz-Spalte bezeichnen wollen, stösst zwischen Vaduz und Saninathal die Trias von Norden auf Flysch im Süden (Profil 4), und bei Vallorsch der Hauptdolomit auf Arlbergschichten. Durch das Gampthal und über die Forklaalp, wo starke Moränenbedeckung die Beobachtung sehr erschwert, habe ich diese Bruchfläche genauer zu untersuchen keine Zeit mehr gefunden.

Nach Osten scheint sie noch weit ins Klosterthal fortzusetzen, wie aus den Arbeiten von Skuphos und Böse hervorgeht.

Mojsisovics, der sonst der Drei Schwesternscholle ungefähr dieselbe Südgrenze gegeben hat, nahm an, dass die Trias von Masescha die südliche Fortsetzung des Drei Schwesternzuges sei, die von dem Muschelkalk der Alpillascholle, welcher die Höhe des Pilatus krönt, überschoben sei. Er verlängerte die Verwerfungslinie von Bargellen an nicht nach Westen ins Rheinthal, sondern gab ihr eine

rechtwinkelige Drehung nach Süden über Salum nach Gapfahl und wollte in dieser Drehung eine besonders wichtige tektonische Eigenthümlichkeit des Rhätikons sehen. Es ist aber zu beachten, dass die Trias von Masescha nicht wie die bei den Drei Schwestern nach Osten, sondern nach Westen einfällt, dass sich nur Raibler Schichten und Hauptdolomit dort finden, die direct auf Flysch liegen, dass der Muschelkalk des Pilatus nicht auf dieser Trias sondern auf Flysch ruht und dass er von dem Hauptdolomit von Masescha durch eine unmittelbar zu beobachtende vertikale Verwerfung getrennt wird, die wir später noch genauer schildern werden als eine ältere Bruchfläche, die von der Verwerfungsspalte Vaduz-Bludenz nachträglich getroffen und verschoben worden ist.

Die zweite Längsverwerfung beginnt im Süden des Heupiel beim Alple, läuft in einigen Zickzack ostwärts über das Hahnenspiel ins Malbunthal, über das Sareiserjöchl ins Gampertonthal und über das Amatschonjoch (Virgloria-Pass) und die Parpfins-Alp ins Brandnerthal, setzt auf die rechte Thalseite hinüber und läuft neben derselben hin in der Richtung auf Rosenegg und Bludenz. Ich nenne sie die Malbun-Bludenz-Spalte. Sie hat eine westöstliche Richtung, die aber vom Brandner-Thal an nach NO umschwenkt. Auch sie ist wenig geneigt, ziemlich saiger.

Mojsisovics hat ihr einen anderen Verlauf zugeschrieben, der sich eigentlich nur am Amatschonjoch mit demjenigen deckt, den ich gefunden habe. Von da führt er sie bedeutend weiter südlich über das Sareiser Joch durch den Hintergrund des Malbunthales auf das Joch südlich der Noo-Spitz (nicht Noos-Spitz wie die Karte irrthümlich schreibt) und lässt sie im rechten Winkel nach Süden umschwenken und über die Gritsch-Alp verlaufen. Durch Ueberschiebung soll da der Muschelkalk über Arlbergschichten zu liegen gekommen sein, aber ich konnte denselben nirgends finden, ebensowenig als den angeblichen Hauptdolomit der Noo-Spitze. Dahingegen steht der Muschelkalk wirklich unter den Arlbergschichten in der Tiefe des Malbunthales (bei Turnus, Berg Malbun und Pratomé) an, und wird erst weiter unterhalb von unserer Verwerfung in der Weise getroffen, dass von Norden her wieder Arlbergschichten direct an ihm anstossen, aber mit sehr verändertem Streichen und Fallen.

Vom Amatschonjoch soll die Bruchspalte über den Schliefwald nach Purtscha-Alp und Bludenz streichen. Ich habe dafür aber keine Anhaltspunkte gefunden, weil der Hauptdolomit des Talenberges mit südöstlichem Einfallen ganz normal den südöstlichen Flügel des Bürser Triasgewölbes bildet, während er umgekehrt mit dem Muschelkalk und Buntsandstein von Brand weder im Streichen noch Fallen übereinstimmt und zwischen beiden jedenfalls eine Verwerfung hindurchgehen muss.

Die von der Bruchspalte Malbun-Bludenz im Süden und der Spalte Vaduz-Bludenz im Norden umsäumte *Alpilla-Scholle* besteht, wie die Drei Schwesternscholle, im Westen aus einer Triasmulde, die aber sehr flach ist. Sie geht nach Osten über einen nicht sehr hohen Sattel in eine zweite aber bereits tiefere Mulde über und diese erhebt sich neuerdings zu einem kräftigen Sattel, der auf Profil 2 weniger steil erscheint, als er wirklich ist, weil der Schnitt nicht rechtwinkelig die Sattelachse schneidet.[1])

Die Alpillascholle hat also denselben Faltenbau wie die Drei Schwesternscholle, nur erscheinen die ursprünglich zusammenhängenden Sättel und Mulden in der südlichen Scholle um etwas nach Osten verschoben. Die Mulde des Westrandes zeigt in beiden Schollen ein nord-südliches Streichen des Westflügels, während sonst überall das nordöstliche Streichen herrscht.

Südlich an diese Scholle grenzt der übrige Theil der Triasdecke, der durch breite Querthäler orographisch deutlich in drei Massive zerlegt wird, nämlich das des Gorvion, der Scesaplana und der Zimbaspitze. Gegen Westen und

[1]) Bei allen Profilen, die ich zeichne, gebe ich die Maximalneigung der Schichten nur dann an, wenn deren Richtung auch wirklich in die Profilebene fällt. Natürlich suche ich möglichst ein Zusammenfallen beider zu erreichen, aber immer ist dies nicht möglich, besonders wenn es sich um einen Schnitt durch mehrere discordant gelagerte Schichtsysteme handelt. In solchem Falle können unter Umständen ausgesprochen discordante Schichten im Profil als concordant erscheinen. Das hat Steinmann nicht berücksichtigt als er einen Widerspruch fand (1897 S. 55) zwischen meiner Angabe einer Discordanz und dem Profil 1 der Taf. II (in Alter der Bündner Schiefer Z. D. geol. Ges. 1895), wo auf der Südseite des Teurihornes diese Discordanz scheinbar verschwunden ist, die aber thatsächlich zwischen den oberen triasischen und den unteren palaeozoischen Schichten besteht, wie ich das eben durch meine Angabe ausdrücklich festgestellt hatte als ein Ergebnis meiner Aufnahmen auf den Siegfriedblättern.

Süden endet er meist in Steilwänden und wird umsäumt von dem jüngeren Jura und Tertiärgebirge des Prätigaus. Nach Osten hingegen kommt unter der Trias ihre Unterlage, das krystallinische Schiefergebirge, zum Vorschein, über dem die triasische Decke nur noch in vereinzelten Stücken inselartig aufliegt. Den äussersten Vorposten nach Osten bildet die Mittagsspitz. Alles dies wird, wie wir später nachzuweisen haben, gegen Süden von einer Verwerfungsspalte gegen den Prätigau abgeschnitten, die bei der Tilisunaalp beginnend über Verspalen, den Oefenpass, das Lünereck, die grosse Furka und das Bettlerjoch bis Gapfahl hinläuft und von dort nach Bargellen umbiegt, indem sie, wie schon erwähnt, die Alpillascholle im Westen begrenzt. Was nördlich dieser Bruchfläche und südlich der Bruchspalte Malbun-Bludenz oder der Alpillascholle liegt, könnte als eine dritte grosse Scholle der Triasdecke aufgefasst werden, wenn schon uns ihr östliches Ende nicht bekannt ist. Es setzen aber in nord-südlicher Richtung mehrere Verwerfungen quer durch diese grosse Scholle hindurch und zerlegen dieselbe in eine Reihe kleinerer Schollen. Wir können so von Westen nach Osten die Gorvion-, Scesaplana-, Douglass- und Zimbascholle unterscheiden. Noch weiter nach Osten reichen unsere Untersuchungen nicht und schon die östliche Grenze der Zimbascholle bleibt im Ungewissen, so lange nicht die später zu besprechende Verwerfung Schweizerthor-Kessikopf in ihrem nördlichen Verlaufe bekannt ist.

Die *Zimbakette* beginnt in Nordost bei dem Zusammenfluss der Ill und Alfenz und streicht in hohen Felskämmen in südwestlicher Richtung vom Gafalinakopf über die Zimbaspitz zum Schafgafall am Lüner See. Im Südost ist sie durch das Rellsthal, im Nordwest durch das Brandner Thal begrenzt. Sie besteht aus Gesteinen der Trias, des Lias und Flysches, die zu einer steilaufgerichteten tiefen und im Südwesten sogar nach NW überkippten Mulde zusammengefaltet sind.

Während in der Drei Schwestern- und Alpillascholle nur triasische Schichten auftreten, von denen die obersten, die Koessener Schichten, bereits gänzlich fehlen, nehmen in der Zimbascholle nicht nur letztere, sondern auch noch Lias und Flysch am Faltenbau Antheil. Es mag dies darin seinen Grund haben, dass hier die Falten sehr eng und tief, dort sehr flach sind, so dass dort das jüngste

und oberste leichter der Erosion zum Opfer fallen konnte und jetzt ganz verschwunden ist.

Der Flyschmuldenkern beginnt bei Salum im Illthal, zieht sich über die Nonnenalp ins mittlere Sarotlathal und

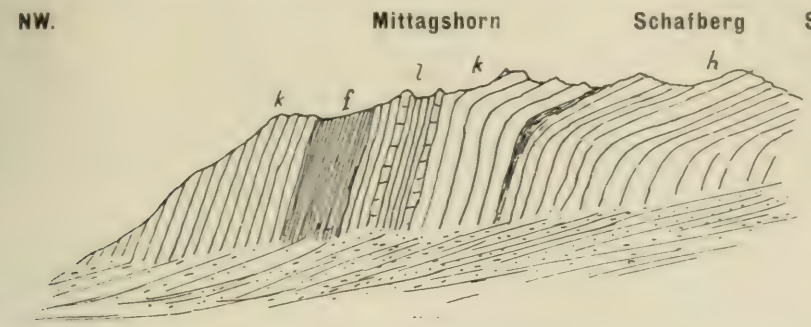


Fig. 12. Rechte Bergflanke des unteren Sarotlathales. h Hauptdolomit. k Koessener Schichten, l Lias-Kalk, f Flysch.

dann zwischen Wasenspitz und Rothhorn (Wildberg der Karte) hindurch nach der Rothhorn- und Flur-Alp. Der Südostflügel dieser Mulde ist auf der Höhe des Mittagshornes zu einem kleinen Sattel aufgebogen, an den sich eine kleine Mulde anschliesst, aus der der oberste Kegel der Zimbaspitze herausgearbeitet ist. Auch südlich des Schafgafall

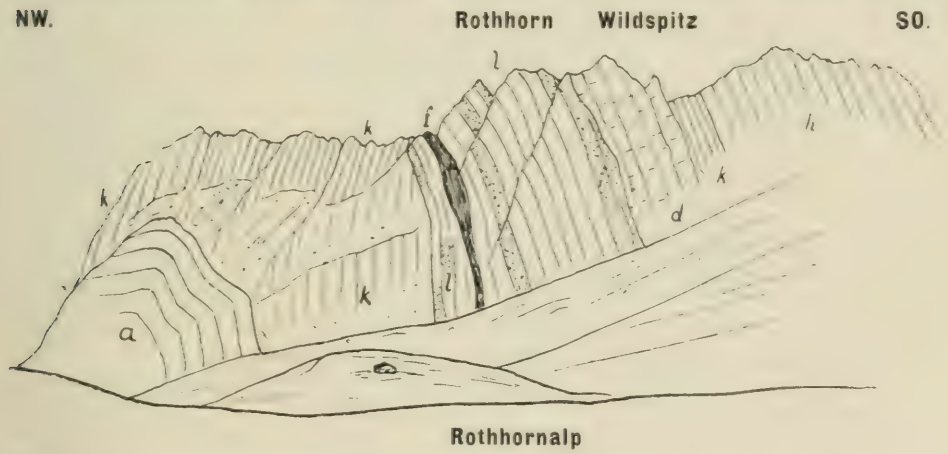


Fig. 13. a Arlbergschichten, h Hauptdolomit, k Koessener Schichten, d Dachsteinkalk, l Liaskalk, f Flysch.

geht dieser Südostflügel in einen kräftigen Sattel über, so dass zwischen der Lüner Alp und dem Schweizerthor die untere Trias mit ihren rothen Sandsteinen und Rauhwacken sowie der Muschelkalk gewölbeartig auftauchen mit nordöstlichem Streichen. Erst von der schon erwähnten Querverwerfung Schweizerthor-Kessikopf werden sie gegen Osten abgeschnitten, und so kommt es, dass dieser Trias-

sattel von Westen her nur bis ans Rellsthal herantritt aber nicht über dasselbe hinüberreicht. Nach Westen hingegen streicht sein nördlicher Flügel über den Rossberg zum Kanzelkopf und umsäumt so den Lüner See im Süden.

Die Falten der Zimbakette verlaufen also regelmässig von NO nach SW. Längs des Alvierthales aber werden sie von einem Querbruch durchsetzt, der von Bürs bis herauf zum Lüner See am rechten Thalgehänge ausstreicht, dann den See der Länge nach in südwestlicher Richtung durchsetzt und den Dolomitkamm westlich des Kanzelkopfes durchschneidet.

Um uns von dem Vorhandensein dieser Verwerfung zu überzeugen, nehmen wir den Fusspfad der von Bürs über die Chasse auf der rechten Seite des Alvierbaches nach Brand führt. Nachdem wir die diluviale Nagelfluh des Bürserberges erstiegen, finden wir zunächst die sanft ansteigende Höhe der „Chasse" völlig bedeckt von Moräne, aus der grosse Gneissblöcke, die dem Silvrettamassiv entstammen, hervorschauen. Weiterhin gesellt sich auch Schutt hinzu, der von den aus Koessener Schichten und Dachsteinkalk aufgebauten Gehängen des Guschakopfes niedergegangen sind. Langsam steigt der Weg an durch den Wald, später aber senkt er sich wieder ein wenig, um eine Wasserschlucht zu passiren. Hier stehen Raibler Schichten mit südlichem und südöstlichem Einfallen an. Es sind braunschwarze Mergel die mit dolomitischen und sandigen Zwischenlagen wechsellagern und alsbald von echtem Hauptdolomit überlagert werden. Auch einige rothe Mergellager fallen in diesen Raibler Schichten besonders auf, die übrigens genau in der östlichen Fortsetzung jener liegen, die den Hauptdolomit des Talenberges am Brandner Fahrwege unterteufen und selbst von den Arlbergschichten unterlagert werden. Wir haben es hier also mit dem südöstlichen Flügel des Bürser Triasgewölbes der Alpillascholle zu thun. Die Felswände über diesem Aufschluss von Raibler Schichten und Hauptdolomit werden von den Koessener Schichten der Zimbamulde aufgebaut, die hier NNO streichen. Diese Discordanz im Streichen und die geringe Mächtigkeit des Hauptdolomites zeigen uns an, dass dazwischen eine Verwerfungsspalte hindurchziehen muss, die wir dann leibhaftig zu sehen bekommen am NW-Fuss der Wasenspitz, sobald wir den Ausgang des Sarotlathales überschritten haben. Es stossen dort Arlbergschichten direct an die Koessener Schichten der Wasenspitz

von Westen her an. Sie bilden den Fuss dieses Berges, schliessen den Ausgang des Rothhornalpthales unten mit steilen Felswänden ab, durch die sich der Wasserlauf in enger Klamm und in Wasserfällen einen mühsamen Weg gebahnt hat (siehe Fig. 13 links), und bauen den Bergvor-

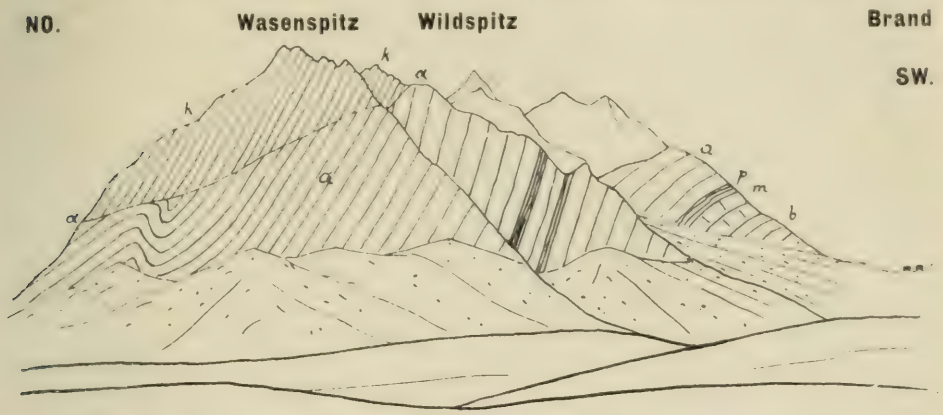


Fig. 14. Von der Capelle an der Strasse unterhalb Brand aus gesehen.

sprung auf, der gegenüber von Brand in das Brandnerthal vorspringt und auf seiner Westseite darunter noch die schwarzen Partnachmergel, den Muschelkalk und den Buntsandstein hervortreten lässt, die einen in ausgezeichneter Weise sichtbaren Sattel bilden. Im Süden endet dieser Sattel an einem grossen Schuttkegel, der von der Rothhornalp sich bis ins Thal herunterzieht. Auf der anderen Seite thalaufwärts ist dieser Schuttkegel von einer Fels-

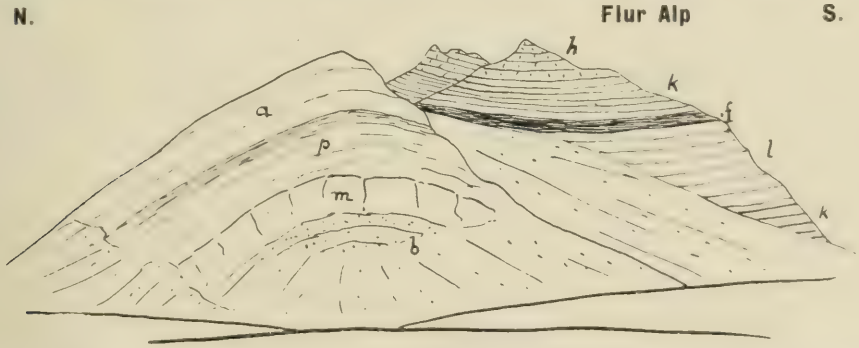


Fig. 15. Ansicht von Brand aus. b Buntsandstein, m Muschelkalk, p Partnachmergel, a Arlbergkalk, h Hauptdolomit, k Koessener Schichten, l Lias, f Flysch.

wand begrenzt (siehe Fig. 15), die bereits wieder der Zimbamulde angehört und von unten nach oben Koessener Schichten, weissen und rothen Liaskalk, Flysch, Lias, Koessener Schichten und Hauptdolomit erkennen lässt. Diese Schichten fallen alle nach SO ein und bilden eine

nach NW überkippte Mulde. Von dem Triassattel sind sie durch dieselbe Verwerfungsspalte getrennt, die hier aber durch jenen Schuttkegel verhüllt wird.

Die Schichten der Zimbamulde treten jetzt unmittelbar an das Thal heran und streichen in steilen Felswänden thalaufwärts bis zur Schattenlagantalp. Aber ehe sie dieselbe erreichen zeigen sie eine kleine Lücke, welche der Fusspfad zur Flur Alp benutzt, um diese Steilwände zu erklimmen und die durch eben jene Verwerfungsspalte hervorgebracht ist, die aus dem Thalboden wieder auftaucht und in südsüdöstlicher Richtung in den Berghang einschneidet. Ungemein deutlich tritt sie als solche bis zum Lüner See dadurch hervor, dass der Hauptdolomit, der die Gehänge des Saulenkopfes und des Schafgafall aufbaut, mit seinen Schichtköpfen fast parallel zum Thal ausstreicht, während die Koessener Schichten, die auf der Westseite

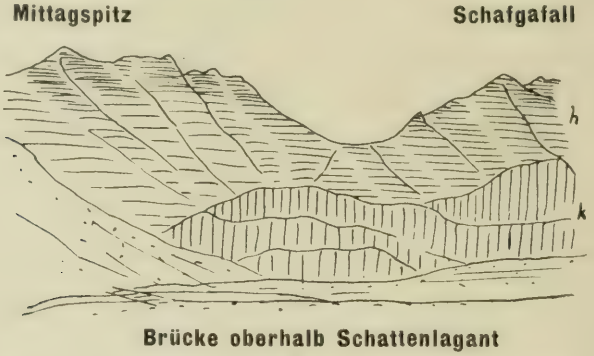


Fig. 16. h Hauptdolomit, k Koessener Schichten.

der Verwerfung liegen, saiger stehen und rechtwinkelig an die Bänke des Hauptdolomites heranstreichen. Wo sie in geringer Höhe über dem Thalboden aneinanderstossen, macht sich der Contact in den Felswänden durch eine unregelmässig auf- und absteigende Linie schon von Ferne bemerkbar. Weiter oben und am Lüner See stossen in derselben Weise Hauptdolomit auf Hauptdolomit, weil wir hier bereits in das Liegende der Koessener Schichten der Schattenlagantalp gekommen sind. Vom Unterrand des Lüner Sees muss diese Verwerfung in südwestlicher Richtung unter dem Wasserspiegel durchsetzen, denn ihre weitere Spur tritt auf der Südseite des Felskammes, der die Todtenalp gegen das Prätigau abschliesst bei Punkt 2276 des Siegfriedblattes von Neuem deutlich dadurch hervor, dass dort Arlberg- und Raibler Schichten im Streichen an den Hauptdolomit der Scesaplana anstossen. Wir wollen

diese ganze Verwerfungsspalte als Lüner See-Bludenz-Spalte bezeichnen, müssen aber im Auge behalten, dass sie ungefähr von Sarotla an abwärts mit der Spalte Malbun-Bludenz zusammenfällt. Im Westen der Bruchspalte liegt die Scesaplana-Scholle. Sie stösst bei Brand mit einem Buntsandsteingewölbe an die grosse Mulde der Zimbascholle. Das Gewölbe streicht WNW—OSO, während die Mulde von NO nach SW gerichtet ist. Wir haben es hier also mit einer nicht unbedeutenden Verschiebung zu thun. Auf dieses Gewölbe folgt in der Scesaplana eine Mulde, deren innerster Kern aus Lias besteht und am Mottenkopf beginnend erst in südsüdwestlicher Richtung zum Wildberg streicht, um dann über den Brandner Ferner eine rein westliche Richtung zu nehmen. Tektonisch entspricht diese Mulde genau derjenigen der Zimbascholle (siehe Einlage 1, Profil 3).

Während im Brandnerthal aufwärts bis zum Kesselfall beide Schollen direct längs der durch Fig. 14 und 15 dargestellten Verwerfungsspalte aneinanderstossen, ist dies weiter nach Süden nicht mehr der Fall. Es schiebt sich nämlich eine kurze aber breite Scholle, *die Douglass-Scholle*, keilförmig zwischen sie ein. Ihre östliche und südliche Begrenzung haben wir bereits in der Verwerfungsspalte Lüner See-Bludenz kennen gelernt. Gegen Westen zweigt sich am Kesselfall eine andere davon ab, die über den Oberleger von Sonnenlaggant und die wilden Schroffen zwischen Zirmenkopf und Felsenkopf hinzieht, um sich mit ersterer etwa am Westende des Lüner Sees wieder zu vereinen, wo aber ungeheure Schuttmassen sie der Beobachtung entziehen.

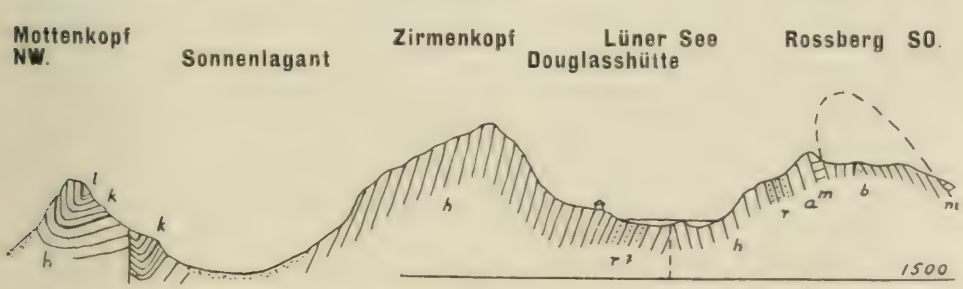


Fig. 17. Querschnitt durch die Douglass-Scholle. 1:75000. b Buntsandstein, m Muschelkalk, a Arlbergschichten, r Raibler Schichten, h Hauptdolomit, k Koessener Schichten, l Lias.

Fig. 17 gibt einen Querschnitt durch diese Douglassscholle, der uns den überkippten Sattel der Zimba- und die Mulde der Scesaplana-Scholle zeigt. Beide müssten

ohne Unterbrechung in einander übergehen, wenn nicht eine Gebirgsstörung und die eingesunkene Douglass-Scholle dazwischen lägen. Letztere misst von N nach S ungefähr 4, von O nach W 3 km.

Im Norden ist sie fast ganz verschüttet und der felsige Untergrund taucht nur stellenweise darunter hervor. Besonders auffällig ist der Liaszug, welcher bei der Schattenlagant-Alp beginnt und nach Norden bis an die Zimbamulde herangeht. Die einzige bedeutendere Bergeshöhe dieser Scholle ist der Zirmenkopf, hinter dem der Lüner See versteckt liegt. Der Hauptdolomit, welcher diesen Berg und seine östliche Verlängerung, den sog. Seebord, ausschliesslich aufbaut, hat auf der Südseite, wo die Douglasshütte steht, eine etwas aussergewöhnliche Beschaffenheit. Er ist brecciös und zum Theil rauhwackeartig, so wie er gegen die gypsführenden Raibler Schichten zu sein pflegt. Es ist deshalb sehr wahrscheinlich, dass letztere unter dem Seespiegel ausstreichen, wie das in Fig. 17 angedeutet ist. Aber ganz unrichtig ist die Darstellung des Zusammenhangs mit den Raiblerschichten des Rellsthalsattels, wie sie von Theobald und Mojsisovics gegeben worden ist. Die Raibler Schichten jenes Sattels, die mit südwestlichem Streichen aus dem Rellsthale aufsteigen, behalten dasselbe bei und laufen, südöstlich von dem Lüner See und von diesem durch die hellen dolomitischen Uferfelsen um den Betrag von mehr als 300 m getrennt, oben am Gehänge des Rossberges hin und überschreiten in mehr westliche Richtung umbiegend das Thälchen, welches vom Lüner See zum Cavelljoch heraufführt, um sich dann in die Felsscharte südlich des Kanzelkopfes hineinzuziehen. Die Gypseinlagerungen nehmen vom Rellsthalsattel bis hierher rasch an Mächtigkeit ab, so dass schliesslich nur noch Rauhwacke, Sandstein, schwarze Schiefer und grauer Kalk vorhanden sind. Der Hauptdolomit des Schafgafalles legt sich als ein breites Band zwischen diese Raibler Schichten und den See und nur an einer Stelle am Ostufer ist dasselbe durch Erosionswirkungen durchbrochen worden. Irrthümlich hat man angenommen, dass die Raibler Schichten durch diese Lücke in den See streichen. Wenn im Lüner See wirklich, was sehr wahrscheinlich aber nicht direct nachgewiesen ist, die Raibler Schichten ausstreichen, so gehört dieser Theil derselben zu der Lüner See-Scholle und ist durch Verwerfung von den Raibler Schichten der Zimbakette jeden-

falls abgetrennt. Dass die Entstehung des Seebeckens selber genetische Beziehungen zu dieser Verwerfung und dem dadurch bedingten localen Ausstrich der Raibler Schichten haben wird, erscheint sehr wahrscheinlich, doch liegt ein näheres Eingehen darauf ausserhalb des Planes dieser Arbeit.

Die *Scesaplana-Scholle* ist zwar durchaus nur die südwestliche Fortsetzung der Zimbakette, aber während diese aus einer grossen Mulde besteht, an die sich südlich ein Gewölbe anschliesst, liegt bei jener das Gewölbe, dessen tiefstes Glied im Buntsandstein bei Brand zum Vorschein kommt im Norden der Mulde.[1]) Von letzterer haben wir schon erwähnt, dass sie von Mottenkopf nach dem Wildberg zieht, von da ab dreht sie sich aber nach West. Die Koessener Schichten des Gipfels der Scesaplana stehen saiger und streichen N 70° O und von da setzen sie längs der südlichen Steilabfälle des Gebirges in rein westlicher bis westnordwestlicher Richtung fort. Auch der rothe Liaskalk als Muldenkern stellt sich nochmals am oberen Ende des Schafloches ein.

In der Scesaplanascholle sehen wir also, dass die nordöstlichen Falten sich nicht nach Süden umbiegen, wie Mojsisovics ganz allgemein für die Nähe seines Prätigau-Einsturzes annimmt, sondern dass im Gegentheil eine Umbiegung nach Westen eintritt.

Nach Westen endet diese Scholle mit einer Ueberschiebungsfläche, deren Nachweis wir Mojsisovics verdanken. Längs einer Linie, die man vom Amatschonjoche über die Setsch und Panüel-Alp zum Westfuss der Hornspitze zieht, ist die Muschelkalkbasis der Scesaplana-Scholle über die Arlbergschichten der Gorvionscholle herübergeschoben. Besonders einleuchtend tritt dieses Lagerungsverhältniss hervor, wenn man von Fassons im Prätigau über die grosse Furka ins Gampertonthal herübersteigt.

Die *Gorvionscholle* hat ihren Namen nach einem kleinen Dolomitkegel (2311) erhalten, der noch auf Vorarlberger Seite dicht an der Grenze gegen den Liechtensteiner Schafälpler (2367) liegt. Der Name ist nicht sehr glücklich gewählt, soll aber beibehalten werden, um Missverständnisse zu vermeiden. Im Osten zeigt diese Scholle ähnlich, wie

[1]) Im Profil 3 erscheint allerdings das Gewölbe in beiden Schollen rechts der Mulde, das ist aber nur Folge davon, dass die Profillinie hier einen Winkel macht, um quer zum Streichen zu kommen.

das an der Scesaplana der Fall ist, eine westliche Streichrichtung, die noch weiter im Westen sogar in NW umschlägt. Der Muschelkalk zwischen Vaduzer Thäli und Pratomé im Malbunthal streicht N 40°—60° W, der Arlbergkalk südlich des Heupiels beim Aelple N 40° W mit steilem Einfallen nach NO.

Ob diese Mulde als westliche Fortsetzung der Scesaplana- und Zimbamulde aufzufassen ist, bleibt unsicher, ebenso wie die Beziehung der Falten zu denjenigen der Alpilla- und Drei Schwestern-Scholle, weil wir nicht wissen, ob der Bürser-Sattel der Alpilla-Scholle sich in den südlichen Schollen wiederholt. Es wird erst nothwendig sein, diese Schollen weiter nach Osten längs des Randes der Kalkalpen zu verfolgen, um feststellen zu können, ob, nach welcher Richtung und wie weit diese Schollen von Ost nach West verschoben worden sind.

Die Bruchlinie Gaflei-Tilisuna.

Während die Drei Schwestern-Scholle, die, wie wir bereits geschildert haben, als Schubdecke auf dem Flysch liegt, im Norden und Westen mit Steilwänden frei endet, so dass das überschobene basale Gebirge seitlich darunter hervorschaut und die vorliegenden niederen Hügel aufbaut, zeigt die West- und Südseite der anderen Schollen andere Verhältnisse, deren Deutung bisher nicht geglückt war. Nur auf der Bargellenalp ist der Flysch, welcher die Basis der Trias auch für die Alpillascholle bildet, als solche unter die Decke einfallend zu sehen, sonst überall endet die Triasdecke so, dass ihr jüngere Ablagerungen an- und vorgelagert erscheinen, deren Schichten häufig sogar gegen die älteren einfallen.

Ich will diese Grenz-Linie der Trias so genau als möglich und so wie ich sie an Ort und Stelle feststellen konnte, angeben: Sie beginnt im Süden des Gypsberges auf der Westseite des Bargellenjoches und zieht über Salum nach dem Wangerberg am Fuss des Heupiels, von da über „Im Wang“ zur Alp Gapfall im Saninathal. Bis dahin war die Richtung ziemlich geradlinig und ging von N nach S mit schwacher Ablenkung nach O. Nun wendet sie sich entschieden nach Osten um und beschreibt über das Naafthal und Betlerjoch zur Gufl-Alp im hinteren Gampertonthal eine Zickzacklinie. Nach SO geht sie dann über die Grosse Furka zwischen Hornspitz und Augstberg ins Prätigau über Fassons, am Fuss des Alpsteins hin nach Lünereck. Die

östliche Richtung bleibt nun über Werrajöchli, Kessikopf, Geisspitz, Untere Spornalp, Verspalen, Tilisuna-See und Tilisuna-Alp.

Längs dieser ganzen Linie stossen mit wenigen kleinen Ausnahmen von der anderen Seite jüngere Schichten an die Trias des nördlichen Rhätikons an. Darum hat man das südliche Gebirge für eingesunken gehalten und dieser Einsturz spielt eine grosse Rolle in der Literatur, trotzdem er in Wirklichkeit so nie stattgefunden hat. Der Prätigau ist gegenüber dem Rhätikon, wie schon ein Blick auf unsere Profile zeigt, viel richtiger als Hebungs-, denn als Senkungsgebiet zu bezeichnen und diese Hebung hat auf einer steil stehenden Verwerfungsspalte stattgefunden, wie aus den Figuren 18—25 und den Profilen 5—6 deutlich hervorgeht.

Das Schiefergebirge des Prätigaus entspricht tektonisch dem basalen Flyschgebirge am Nordrande des Rhätikons. Die mächtige Triasdecke, die hier noch als eine geschlossene besteht, ist dort weitaus zum grössten Theil schon abgetragen worden, oder sie besteht aus anderen Gesteinen. Als Reste dieser Decke können die kleineren Triasreste im Liechtensteinschen bei Masescha, am Wangerberg und bei Gapfahl, sodann der Gneiss des Kessikopfes und der Geisspitze und der Jura der Kirchlispitzen, Drusenfluh und Sulzfluh angeführt werden. Sie liegen auf einem Faltengebirge von Flysch, Tithon und Lias flach oben auf. Ihre Auflagerungsfläche ist durchschnittlich um mehr als 1000 m höher gelegen als im nördlichen Rhätikon diejenige der Triasdecke und darum ist die Decke selbst dort schon stärker abgetragen worden als hier.

Die Triasdecke des Triesnerberges.

Der Triesnerberg oberhalb Vaduz ist ein vielgestaltiges Berggehänge, das sich vom Rheinthal bis zur Kammhöhe heraufzieht, welche die Wasserscheide zwischen Rhein und Sanina formt. Zum grösseren Theil ist dasselbe von Moränen, Gehängeschutt und Bergsturzmassen bedeckt. An vielen Stellen jedoch, besonders wo das Gehänge steilere Böschungen besitzt, schaut der Untergrund hervor. Es ist Flysch. Auf der Ostseite von Vaduz bildet er eine Steilwand, auf der das Schloss Liechtenstein erbaut ist. An einigen Stellen jedoch liegt auf dem Flysch triasischer Hauptdolomit als felsige Decke oben drauf. Steigt man von Vaduz gerade nach Bargellen herauf, so überschreitet

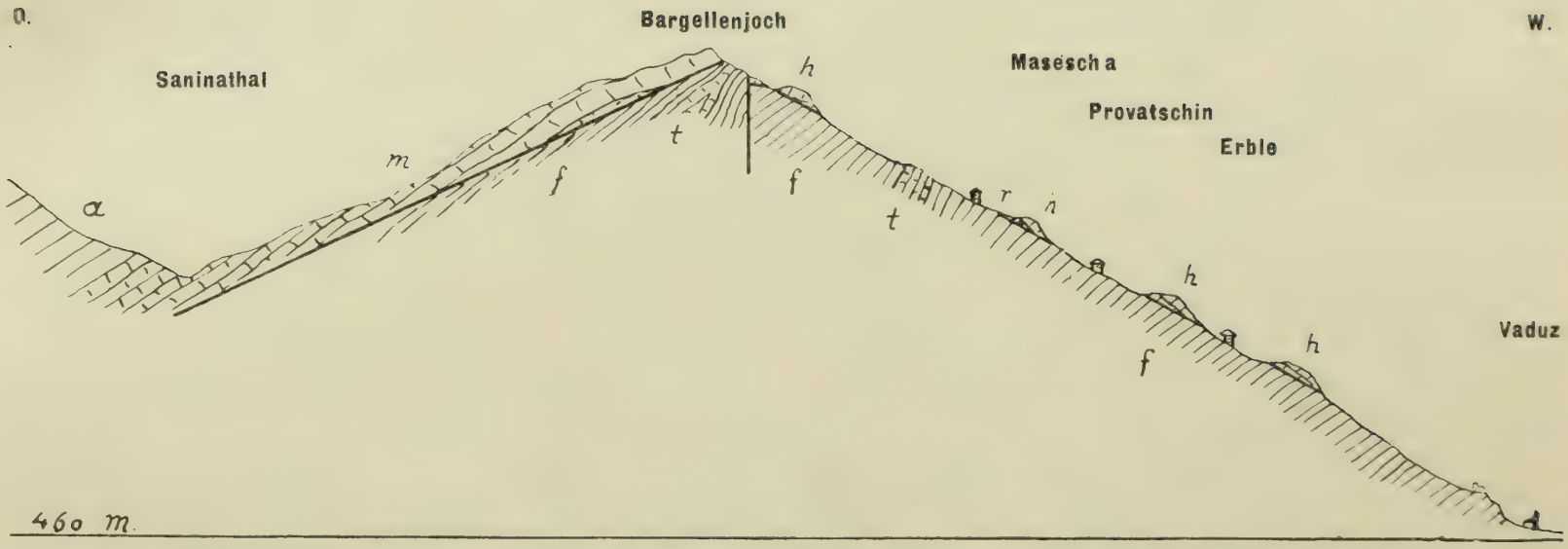


Fig. 18. 1:25000. m Muschelkalk, a Arlbergschichten, r Raibler Gyps, h Hauptdolomit, t Tithon, f Flysch.

man vier solcher Dolomitzüge, die hangabwärts mit steilem Absturz enden, nach aufwärts aber eine flache Terrasse bilden. Auf der unteren dieser Terrassen stehen die Häuser von Erble, auf der zweiten die von Provatschin, auf der dritten die von Masescha mit der kleinen Kirche. Eine vierte und oberste endlich lehnt sich an den Pilatus (By den Latten) an und über sie führt der Fussweg von der Gaflei nach Sücca. Der Dolomit zeigt ebenso wie seine Auflagerungsfläche eine deutliche Neigung rheinwärts also nach Westen. Die Terrasse zwei und drei vereint sich gegen Rothenboden also nach Süden in eine einzige. Hier liegt unter dem Dolomit auch noch eine Lage von Raibler Schichten, die Gyps führen, welcher früher in mehreren Brüchen abgebaut worden ist und die Pflanzen- und Käferreste enthielt, welche Escher aufgefunden und Heer beschrieben hat. Die Auflagerungsfläche auf dem Flysch fällt ungefähr mit 20° ein, die Schichten der Trias noch steiler. Mojsisovics gibt irrthümlich ein östliches Einfallen und auch noch Arlbergschichten an, die ich aber durchaus nicht beobachten konnte. Bei der obersten Terrasse (Fig. 19), die nur aus Hauptdolomit besteht, ist nicht nur

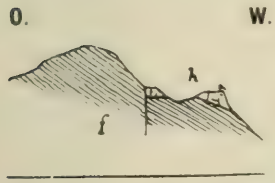


Fig. 19. Fahnenfelsen am Bargellenjoch oberhalb Gaflei. h Hauptdolomit, f Flysch.

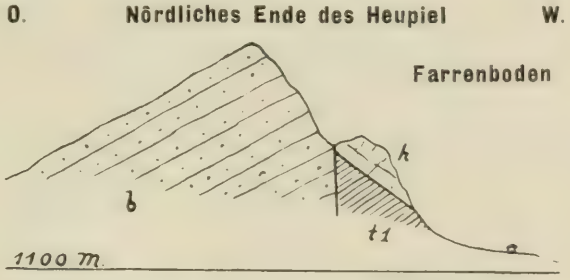


Fig. 20. 1:30000. b Buntsandstein, h Hauptdolomit, f Flysch.

die Flyschunterlage sehr gut zu sehen, sondern auch das Anstossen des Dolomites an den Flysch der Alpillascholle, der bedeutend höher oben die Decke von Muschelkalk trägt.

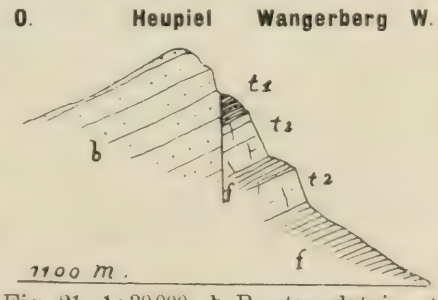


Fig. 21. 1:30000. b Buntsandstein, t_1 schiefriges, t_2 massiges Tithon, f Flysch.

Gleich oberhalb Masescha ragt eine schon von Ferne durch ihre weisse Farbe auffallende Felswand empor, die jedenfalls einer Einlagerung im Flysch angehört (Fig. 18). Die Bänke dieses oolithischen Kalkes streichen N—S und stehen mit steiler Neigung nach O fast saiger. Es ist titho-

nischer Kalk. Am Westfuss des Heupiel oben im Wangerberg tritt derselbe Kalk wiederum auf und lagert mit ausgesprochener östlicher Neigung über dem Flysch und schliesst auch eine kleine Flyschzone muldenförmig ein (Fig. 21). Zu oberst wird er von den foraminiferenführenden untertithonischen Kalkplatten überlagert. Es ist ein nach W überkipptes Faltensystem, auf dessen Köpfen aber oberhalb des Hauses Farrenboden noch eine kleine Scholle von Hauptdolomit mit westlicher Neigung aufruht (Fig. 20). Es ist das eine südliche Fortsetzung der Dolomitdecke von Masescha.

Geht man von hier direct auf schmalen Fusspfaden zur Alp Gapfahl im oberen Saninathale, so stösst man östlich vom Rappenstein wiederum auf einen kleinen länglichen Dolomithügel (Fig. 23) mit südwestlich geneigten Bänken. An seinem Ostfusse schaut unter der Schuttdecke vom Fusspfad angeschnitten Liasschiefer hervor mit südlichem Einfallen, der Bänke des polygenen Conglomerates einschliesst. Ein grosser Block von rothem Sandstein und röthlichem Thonschiefer liegt ebenfalls darin, aber der ungenügende Aufschluss lässt es im Zweifel, ob es ein aussergewöhnlich

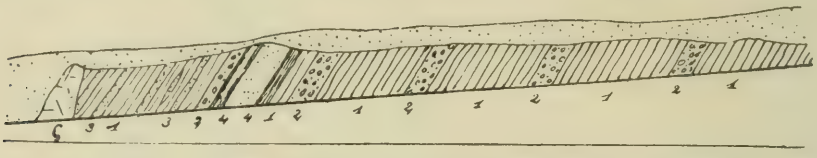


Fig. 22. Am Weg von der Gapfahl-Alp zum Oberleger. ς Serpentin, 1 grünlicher Thonschiefer, 2 polygenes Conglomerat, 3 Sandstein, 4 gelblichrother Sandstein und rother Thonschiefer.

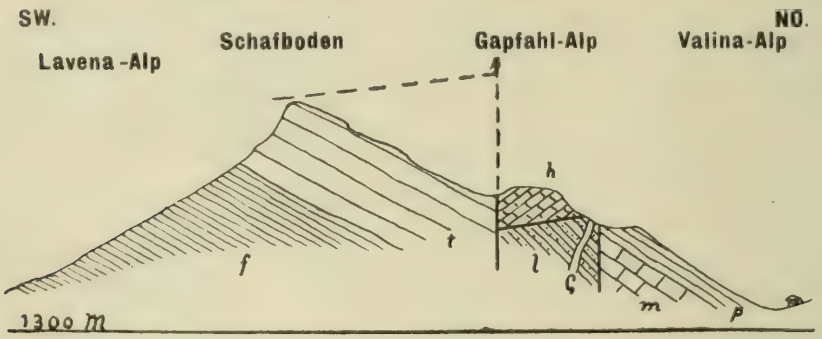


Fig. 23. 1:37500. m Muschelkalk, p Partnachmergel, h Hauptdolomit, l Lias, t Tithon, f Flysch, ς Serpentin.

grosser Buntsandstein-Block des Conglomerates oder eine wirkliche dem Lias eingelagerte Sandsteinbank ist.

Noch weiter südlich am Glecktobeljoch tritt nochmals ein kleiner Gypsstock zwischen schwarzen Thonschiefern, Sandstein und einigen Dolomitbänken auf mit steiler Schicht-

stellung, auf Flysch liegend, aber zugleich zwischen Flysch im Süden und dem Lias des Gleckhornes im Norden wie eingeklemmt. Es ist wahrscheinlich auch ein kleiner Rest der Ueberschiebungsdecke, der wohl den Raibler Schichten angehört. Einen winzigen Gypsrest traf ich ferner dicht neben dem Fussweglein von Sanalada oberhalb Ganei, ebenfalls zwischen Flysch und Lias eingeklemmt.

Die Gneissdecke des Kessikopfes und der Geisspitz.

Schmidts Karte des Vorarlberges kannte diese kleine Gneissinsel mitten im Kalkgebirge noch nicht. Escher hat sie entdeckt und Richthofen erkannte ihre tektonische Wichtigkeit. Er sagt (S. 44) „So geringfügig dieser fremdartige Streifen ist, scheint er doch von grosser Bedeutung für das Verständniss des Gebirgsbaues. Denn er bildet in seinem Fortstreichen die scharfe Grenzscheide zwischen dem Gebirgsbau Vorarlbergs und Graubündens. Diese Grenze zieht sich von der Geisspitze westlich über das Gafalljoch, dann längs dem steilen Südabfall des Brandner Ferners und am Hornspitz vorüber nach dem Nordabhang des Barthümelberges, des Naaf-Kopfes u. s. w. Am Abfall gegen das Rheinthal zieht sie sich weit nordwärts hinab".

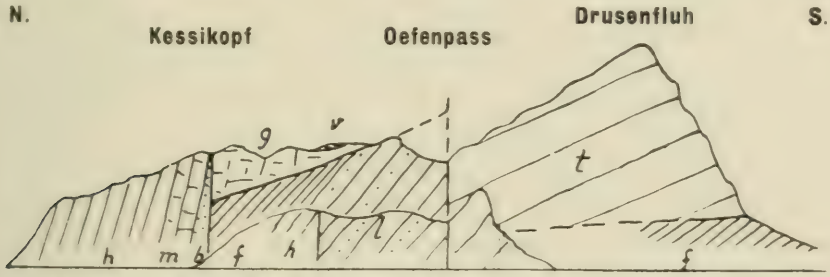


Fig. 24. Doppelprofil 1:26000. g Gneiss, v Sernifit, b Buntsandstein, m Muschelkalk, h Hauptdolomit, l Lias, t Tithon, f Flysch.

Hier ist also sehr richtig die grosse Verwerfungslinie als Nordgrenze des Bündnerschiefers bezeichnet. Aber Richthofen fiel in den gleichen Fehler wie vor ihm Escher und nach ihm Theobald. Er sah darin einen Gneissaufbruch und glaubte, das Kalkgebirge sei durch denselben aufgerichtet worden und lagere sich jetzt mantelförmig um ihn.

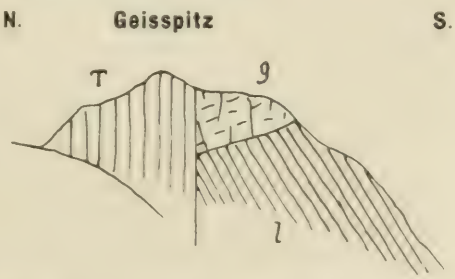


Fig. 25. g Gneiss, T Triaskalk, l Lias.

Eine genaue Begehung lehrt aber, dass der Gneiss nur oben aufliegt und dass seine Unterlage theils aus auf-

gerichteten Flyschschiefern theils aus Lias besteht. Die Auflagerungsfläche ist deutlich nach Norden geneigt. Auch bildet der Gneiss nicht einen einheitlichen Streifen, wie er von Theobald auf der Karte dargestellt worden ist, sondern es sind drei von einander durch Erosionseinschnitte getrennte Complexe. Zwei davon sind sehr klein; der westlichste am Kessikopf ist der grösste und er trägt auch noch zu oberst eine kleine Lage von Sernifit oder Buntsandstein. Alle drei Gneissinseln stossen gegen Norden an die vertikalgestellten Bänke der Trias an, welche zwar auch, wie wir gesehen haben, über jüngeres Gebirge herübergeschoben worden sind, deren Unterlage aber viel tiefer liegt als die des Gneisses, weil dieser einer gehobenen Gebirgsscholle angehört. Die hebende Bewegung hat längs der Grenzfläche gegen den Triaskalk stattgefunden, die ja ein Theil der Gaflei-Tilisuna-Spalte ist, und in sofern behält Richthofen ganz recht, dass diesem Gneiss eine wichtige Rolle in der Erkenntniss des Gebirgsbaues zukommt.

Die Bruchspalte Glecktobel-Tilisuna.

Die soeben geschilderten Reste der Ueberschiebungsdecke südlich und westlich der grossen Bruchspalte Gaflei-Tilisuna liegen erheblich höher als die triasische Schubmasse im Norden. Da jene aber unzweifelhaft ursprünglich mit dieser zusammenhingen, alle mithin Theile ein und derselben Schubmasse sind, so geht aus der Verschiedenheit der Höhenlage hervor, dass das Gebirge im Süden auf jener Bruchspalte gehoben worden oder dasjenige im Norden gesunken ist. Die einzige scheinbare Ausnahme bei Bargellen, wo der westliche Deckenrest etwas tiefer als der östliche liegt, ist wohl darauf zurück zu führen, dass hier die Alpilla-Scholle ausnahmsweise eine locale Aufbiegung erfahren hat, welche im Gegensatz zu der allgemeinen Senkung steht.

Das stärker gehobene Gebirge ist aber im Süden von einer zweiten Spalte begrenzt, die eine ziemlich rein west-östliche Richtung besitzt. Sie steigt aus dem Rheinthal auf, zieht durch den Glecktobel über Stürvis, Sanalada, Lünereck, den Oefenpass und Verspalen bis zur Tilisuna-Alp. Südlich dieser Spalte zeigt das Gebirge des Prätigaues eine etwas geringere Hebung, und so können wir dasjenige, welches zwischen dieser Spalte und der Spalte Gaflei-Tilisuna liegt, als eine besonders stark gehobene Scholle bezeichnen, die wir nach ihrem schönsten Berge die Falknis-Scholle nennen wollen.

Die Falknis-Scholle.

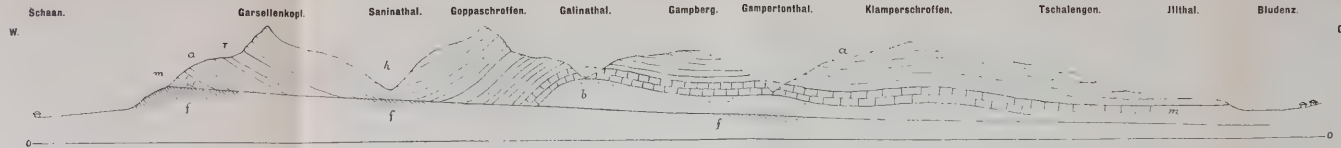
Sie hat die Form eines unregelmässigen Dreieckes, das spitz und schmal bei der Tilisuna-Alp im Osten beginnt und sich gegen Westen erst sehr langsam, dann aber plötzlich sehr rasch verbreitert. Abgesehen von den unbedeutenden Deckenresten besteht sie aus einer basalen Gebirgsmasse, an deren Aufbau sich Lias, Tithon und Flysch betheiligen. Kleine Serpentingänge findet man an mehreren Orten, bei der Gapfahl-Alp, westlich des Werrajöchels, am Nordrande beim Bettlerjoch und bei der Tilisuna-Alp. Die Durchbruchgesteine des Bettlerjoches, das ich nicht besucht habe, dürften jedoch nach den vorhandenen Angaben vielleicht dem Basalt angehören. Die Sedimente sind stark gefaltet und gefältelt, wie man das besonders schön an den Steilwänden des Gyr und Gleckhornes wahrnehmen kann. Die Falten sind zumeist nach Westen überkippt, zum Theil sogar völlig liegend und öffnen sich dann nach Westen. (Siehe die Profile 3, 4, 7 und 11.)

Im nördlichen Theil des Fürstenthum Liechtenstein herrscht der Flysch durchaus vor und nur vereinzelte schmale Sättel von Tithon treten darin bei Masescha und auf der Westseite des Heupiels am Wangerberg hervor (siehe Fig. 18 und 21). Im Süden walten die jurassischen Ablagerungen vor und die Muldenkerne des Flysches werden immer dünner. Die steilen und festen Felswände, mit denen der Tussberg, die Mittagsspitz (s. Profil 4) und die Gyrenspitz gegen das Rheinthal enden, werden ausschliesslich aus Lias mit eingelagerten Bänken des polygenen Conglomerates aufgebaut. Ueber ihnen zieht sich der Flysch hin, der bei Triesen noch die Thalsohle erreicht, aber im Lavenathal (Wildhaustobel) nicht mehr unter 1200 m heruntergeht und auf den Höhen der Mittagsspitze und des Mittelhornes noch einige Hundert Meter höher liegt. Auf der Guscha senkt er sich wieder bis auf 1200 (Profil 7) herab und entsendet eine untere spitze Muldenzunge in den Lias, der aber darüber als liegender Sattel wieder nach Norden vordringt bis zum oberen Guschatobel. Darüber greift eine obere Flyschzunge nach Südosten zur Gyrspitze ansteigend und über den Thürmen den Falkniss durchschneidend. Die untere Flyschzunge, welche südlich der Häuser von Guscha in den Liaswänden verschwindet, kommt ebenfalls auf der Südseite des Falknis nochmals zum Vorschein auf der Höhe der Bergünhütten

ungefähr bei 1500 m. Sie zeigt also wie die obere Muldenzunge im Falknis ein Ansteigen gegen Süden. Das Gipfelstück des Falknis besteht wieder aus Lias, der direct auf dem Flysch als hangender Muldenflügel liegt und sich von da über den Felskamm der Grauspitzen bis zum Naafkopf hinzieht. Unter demselben (Profil 11) stösst aber der Flysch nochmals neben der Hütte des Oberstafels von Jes hervor. Gegen Norden an der Rothspitz des Guschagrates legen sich (Profil 7) jedoch nicht der Lias, sondern die rothen und weissen Mergel des Tithons als hangender Flügel auf die Flyschmulde und das gleiche ist wahrzunehmen an den West-Gehängen des Grates, der von der hinteren Grauspitze über den Plasteikopf (Profil 4) und Schafboden zum Rappenstein zieht. Die Schichten haben eine östliche Neigung und lassen sich ohne Unterbrechung vom Rappenstein noch weiter nach Norden, immer im Hangenden des Flysches über die „Wang" bis zum Wangerberg (s. Fig. 21) verfolgen. Hier habe ich auch Nerineen darin gefunden und eine kleinere muldenförmige Einlagerung von Flysch. Schon am Plasteikopf und ausserdem im ganzen Hintergrund des Saninathales legt sich der Lias der Grauspitzen mit östlichem und nordöstlichem Einfallen über das Tithon.

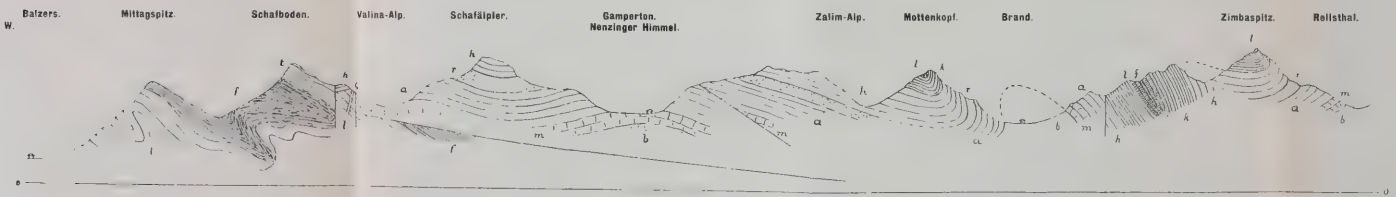
Wir haben es also hier im Liechtensteinschen mit einer grossen überkippten Flyschmulde zu thun, die von mehreren kleineren Mulden oder Ausläufern begleitet ist und die im Liegenden nur vom Lias, im Hangenden von Tithon, und darüber von Lias eingeschlossen ist, der stellenweise auch unmittelbar auf dem Flysch liegt.

Auf der Höhe des Naafkopfes legt sich aber auf diesen Lias neuerdings eine Tithondecke. Sie beweist, dass der Lias darunter einen nach W bezw. SW überkippten Sattel bildet. Diese Faltung wiederholt sich gegen Osten, wo das Tithon des Naafkopfes nochmals vom Lias des Tschingel und dieser wieder vom Tithon des Tschingels bei der grossen Furka überlagert wird (siehe Fig. 8 Seite 49). Das im Liechtensteinschen vorherrschend nord-südliche Streichen der Schichten und Falten hat sich aber bis hier allmählich in ein ost-westliches umgedreht. Dem entsprechend finden wir den Lias nördlich der Valser-Alp ein ost-weststreichendes Felsenriff und die tithonischen nordfallenden Mergel einen Felsklotz zwischen Lünereck und den nördlichen Triaswänden des Kanzelkopfes bildend.



Profil 1.

Profil 2.



Profil 3.

Profil 4.

b Buntsandstein, m Muschelkalk, a Arlbergschichten, r Raibler-Sch., h Hauptdolomit, k Koessener Schichten, l Lias, t Tithon, c1 Neocom, c2 Schrattenkalk, c3 Gault & Seewen-Sch., f Flysch, s Serpentin

In dem Thälchen, das zum Werrajöchl führt, steht nur noch Lias mit Conglomeraten an. Einige kleine Serpentindurchbrüche liegen am Fussweg. Am Kessikopf (s. Fig. 24) legt sich nordfallend Flysch über diesen Lias, der wie es scheint ausschliesslich die Südgehänge der Geisspitz bildet. Von Verspalen bis zur Tilisuna-Alp hingegen kommt nur noch Flysch vor, der stark gefältelt und darum stetem Wechsel in seiner Schichtenlage ausgesetzt ist. Doch scheint auch hier annähernd ostwestliches Streichen und Neigung nach Norden vorzuherrschen.

Die Richtung der Falten und Schichten in dieser Falknis-Scholle ist von der in den Alpen herrschenden recht abweichend, nämlich nordsüdlich im westlichen und westöstlich im östlichen Theile. Ersteres theilt sie noch mit dem Fläscherberg und der Alviergruppe, letzteres mit dem Nordrande des Prätigauer Flysches, wie wir später sehen werden.

Nur zum Theil kann die Erklärung dafür in den Eigenbewegungen der Scholle selbst gesucht werden wollen. Wir erkennen letztere leicht an der aussergewöhnlichen Neigung, welche die Schubfläche zeigt, auf der das rhätische Deckgebirge liegt. Sie hat an der Geisspitz und am Kessikopf Höhen von 2300—2200, am Fuss des Heupiel 1550—1350 und am Triesenerberg von 1750—850 m. Ihre deutliche Neigung nach Norden, und insbesondere am Rheinthal nach Westen, steht in auffälligem Gegensatz zu der östlichen Neigung, welche im Allgemeinen der rhätischen Schubfläche zukommt. Wir dürfen deshalb auf einseitige Senkung der Falknis-Scholle theils im Norden theils im Westen schliessen, durch die natürlich auch die Streichrichtung der geneigten Falten etwas verändert worden ist.

Aber der Umstand, dass in angrenzenden anderen Gebirgstheilen das alpine Streichen ebenfalls fehlt, lässt noch andere Ursachen vermuthen, die wahrscheinlich in der Schubbewegung liegen, der auch dieses basale Gebirge einstmals ausgesetzt war, als es ebenfalls von O nach W über das basale Glarner-Gebirge geschoben wurde — wie sich später ergeben wird. Es braucht wohl nicht noch besonders erwähnt zu werden, dass sich die Schilderung des Faltensystemes in dieser Scholle nur auf die gröbsten Züge beschränkt, eine genaue Spezialaufnahme würde sicher noch vielerlei wichtige Einzelheiten bringen.

Als eine solche will ich hier nur noch den kleinen Einbruch bei Gapfahl anführen (siehe Fig. 23), wo eine rand-

liche Partie der stark gehobenen Falknis-Scholle bedeutend abgesunken ist, ohne allerdings die Tiefe der anstossenden Gorvionscholle zu erreichen. Diesem Umstande verdankt die kleine Decke von Hauptdolomit ihre Erhaltung. Ursprünglich reichte sie gewiss auch über den Rappenstein und Schafboden, sie ist dort aber wegen ihrer hohen Lage frühzeitiger als anderwärts der Erosion zum Opfer gefallen.

Der prätigauer Rhätikon.

Die Bruchfläche Glecktobel-Tilisuna, welche die Falknisscholle im Süden begrenzt, durchschneidet zugleich den ganzen Rhätikon von Ost nach West. Gibt man diesem, wie es jetzt gewöhnlich geschieht, als Grenzen im Westen das Rheinthal von Landquart bis Feldkirch, im Norden das Illthal von Feldkirch aufwärts bis Bludenz, im Osten dieses Thal bis St. Gallenkirch und dann das Gargellenthal, den Schlapina-Pass und das Schlapinathal bis Klosters und im Süden das Landquartthal von Klosters bis Landquart, so wird dieses Gebirgsstück durch jene Bruchspalte geologisch sehr scharf in eine nördliche und eine südliche Hälfte zerlegt, die sich auch orographisch recht deutlich von einander abheben. Mit den politischen Grenzen fällt diese Eintheilung natürlich nicht vollständig zusammen, doch gehört die nördliche Hälfte hauptsächlich nach Vorarlberg, die südliche zum Prätigau und so mag es wohl gestattet sein von dem vorarlberger oder nördlichen und dem prätigauer oder südlichen Rhätikon zu sprechen.

Wie im vorarlberger haben wir auch im prätigauer Rhätikon zwischen dem basalen Schiefergebirge und dem älteren Deckgebirge zu unterscheiden. Während aber dort das Deckgebirge oberflächlich die Hauptrolle spielt, tritt dasselbe hier viel stärker zurück und in Folge dessen ist auch der Hochgebirgscharakter der Landschaft viel weniger ausgeprägt.

Der geologische Bau des basalen Gebirges wurde schon im stratigraphischen Theil geschildert (S.20—28). Nur Lias und Flysch nehmen Theil daran. Sie sind durchweg beide gefaltet und die Sättel und Mulden streichen im grossen Ganzen von SW nach NO. Sie sind meist nach NW bezw. W überkippt, so dass südöstliches Einfallen der Schichten vorherrscht. Doch tritt gegen den vorarlberger Rhätikon hin nördliches Einfallen häufiger auf, so dass dort eine Umbiegung der Falten in die Ostrichtung sehr wahrschein-

lich wird. Im Allgemeinen liegen die Axen der Falten im Süden höher als im Norden und in Folge dessen herrscht der ältere Lias dort, der jüngere Flysch hier an der Oberfläche des Gebirges vor. Ein genaueres Bild der Tektonik kann natürlich erst von einer Spezialaufnahme des ganzen Gebietes erwartet werden.

Von Osten her ist dieses Schiefergebirge durch das Silvrettamassiv überschoben worden. Die Gneisse und sonstigen krystallinischen Gesteine desselben liegen in Folge dessen jetzt discordant auf den Schichtköpfen des basalen Gebirgstheiles. Da aber in das Urgebirge dieser Ueberschiebungsdecke noch Perm, Tithon und Flysch eingefaltet sind und diese liegenden Falten, von N nach S streichend, nach Osten geöffnet sind, so kommt es, dass diese Schichten der Muldenkerne stellenweise auch direct auf den Schichtköpfen des basalen Lias und Flysches liegen, weil die Ueberschiebungsfläche von Ost nach West ansteigend die Falten des Deckgebirges schräg anschneidet.

Die Schubmasse der Silvretta endet gegen Westen längs einer Linie, die man von Klosters über Gafien nach Partnun zieht. Die den grünen Prätigau stolz überragende Madriskette bildet heute den westlichen Stirnrand des Schubes, der aber einstmals bedeutend weiter nach Westen reichte, wie die vorgeschobene Kette der Sulzfluh, Drusenfluh und der Kirchlispitzen und der kleine Triasrest am Glecktobeljoch beweisen. Die dem Rheinthal zufliessenden Wasser haben die Decke benagt und bis auf das basale Gebirge herab durchschnitten, so dass letzteres gegenwärtig im Gebiete des Prätigaus fast vollständig entblöst ist.

Die Kirchlispitzen.

Die weithin leuchtenden weissen Tithonkalke mit ihren rothen Mergeleinlagerungen bauen ausschliesslich die grosse Felsmauer auf, die sich vom Schweizerthor im Osten bis zum Cavelljoch im Westen erstreckt. Auf der Nordseite ist ihr Sockel von Schutthalden umhüllt, aber an einer Stelle (Fig. 26) schaut noch der Flysch hervor, der die Unterlage des Kalkes bildet. Er besteht aus stark verwitterten schwarzen Schiefern, die Helminthoiden führen, und aus gelblich anwitternden feinkörnigen sandigen Bänken. Auf Brüchen, die den Kalk quer durchsetzen, haben kleine Verschiebungen stattgefunden, und durch sie erscheint an einer Stelle der Flysch förmlich in den hangenden Kalk heraufgepresst. Auf der Südseite liegt der weisse zum

Theil oolithische Tithonkalk nicht direct auf dem Flysch, sondern zunächst auf den hornsteinführenden ebenfalls tithonischen Kalkschiefern des Kirchli. Erst diese liegen auf dem Flysch, aber die Auflagerung ist so deutlich wie auf der Nordseite nicht zu beobachten, weil der Contact

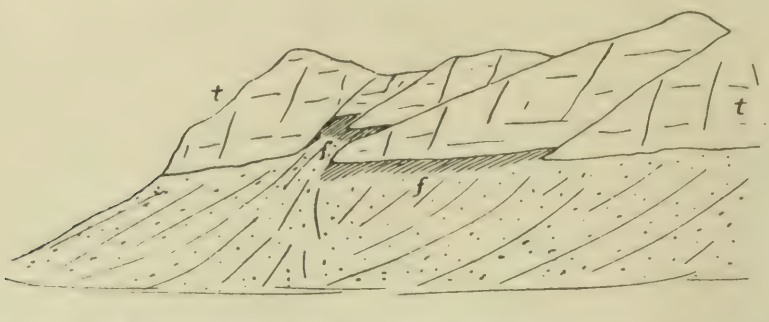


Fig. 26. Die Kirchlispitzen von Norden gesehen. t Tithon, f Flysch.

verschüttet ist. Das Fehlen jener Kalkschiefer auf der Nordseite ist dadurch bedingt, dass die Tithonschichten ziemlich steil nach NNO, die Auflagerungsfläche auf dem Flysch aber nur schwach nach Osten geneigt ist.

Letztere hat am Cavelljoch eine Höhe von 2250 und sinkt mit etwa 10° Neigung bis ins Aelplithal auf der Südseite des Schweizerthores auf 1900 m herab. Auf der anderen Thalseite jedoch am Fusse der Drusenfluh steht sie wieder hoch oben über den Schutthalden bei 2100 m an. Diese plötzliche Hebung verdankt sie jedenfalls einer Verwerfung, welche auf einer N—S streichenden und etwa 300 m östlich vom Schweizerthor durch die Drusenfluh schneidenden Spalte stattgefunden hat (Profil 11) und deren Spuren wir bereits am Kessikopf kennen gelernt haben. Ein Blick vom Werrajöchl auf die Drusenfluh (Fig. 24) lässt die Verschiebung nach ihrer horizontalen Stärke recht deutlich erkennen. Die aussergewöhnlich starke Quelle südlich des Schweizerthores im Aelplithal (bei 1900 m) entspringt nicht dieser Spalte, welche bedeutend weiter östlich durch die Schutthalden streicht, sondern der Ueberschiebungsfläche der Kirchlispitzen.

Die Drusenfluh.

Der Tithonkalk der Kirchlispitzen setzt sich in den Felsklotz der Drusenfluh nach Osten fort, doch verringert sich die Neigung der Bänke und ausserdem liegen die foraminiferenführenden, untertithonischen Kalkschiefer nicht

nur auf der Südseite des Berges darunter, sondern an zwei Stellen auch auf der Kammhöhe über den massigen hellen Kalken. Man kann dieselben sehr bequem auf dem Flyschvorsprung oberhalb Bregaz studiren, wo sie in grossen von der Höhe herabgestürzten Blöcken herumliegen. Von dort sieht man sie hoch oben auf den unersteiglichen Wänden liegen und erkennt sie an ihren gelblichen Verwitterungsfarben. Da auch abgestürzte Stücke von Flyschsandstein und -Schiefer mit Fucoiden dabei liegen, so muss wohl auch Flysch irgendwo in den Wänden ausstreichen. Jedenfalls ist es klar, dass der Kalk der Drusenfluh eine nach WSW überkippte Mulde darstellt, deren Kern aus hellem massigem Tithonkalk, dessen beide Flügel aus foraminiferenführendem Kalkschiefer bestehen.

Die unmittelbare Auflagerung dieser Mulde auf dem jüngeren Flysch ist nur auf der Südseite zu sehen und auch da eigentlich nur an einer Stelle westlich der Sporenfurka, da sonst überall, wo der Flysch an die hohen Jurafelswände herankommt, eine schmale Zone ganz verschüttet ist. Doch kann man gleichwohl feststellen, dass die Auflagerungsfläche, welche wie wir gesehen haben im Westen 2100 beträgt, gegen Osten alsbald bis 2300 ansteigt und diese Höhe dann auch behält (Profil 11). Auf der Nordseite der Drusenfluh ist die Basis des Tithonkalkes so sehr von ungeheuren Halden verschüttet, dass das Liegende nirgends zu Tage geht. Nur auf dem Oefen-Pass stösst der Liasschiefer von Norden her an das Tithon an, aber als Folge der Verwerfung Tilisuna-Glecktobel, und ohne den Kalk zu unterteufen.

Die Sulzfluh.

Der tiefe Einschnitt der Sporenfurka (2350) trennt zwar die Drusen- (2829) von der Sulzfluh (2820), aber er unterbricht den Zusammenhang des Tithonkalkes nicht, der beide Berge aufbaut. Allerdings verflacht sich das nordnordöstliche Einfallen der Bänke in der Sulzfluh noch mehr, während die Ausstrichzone an Breite bedeutend zunimmt. Auch hier bildet auf der Südseite der foraminiferenführende Kalkschiefer das Liegende und liegt seinerseits direct auf dem Flysch. Sehr schön sieht man das auf dem Ziperle (Fig. 27) und auf der Sulz (Fig. 28). An letzterem Orte tritt noch eine kleinere Verwerfung hinzu, durch welche der südliche Theil der Tithondecke mit sammt der Flyschbasis gesenkt worden ist.

Obwohl von den Foraminiferenkalken auf der Höhe der Sulzfluh über dem hellen Tithonkalk nichts mehr erhalten geblieben ist, so ist dieser doch ebenfalls wie an der Drusenfluh muldenartig gelagert, denn bei der Tilisuna-

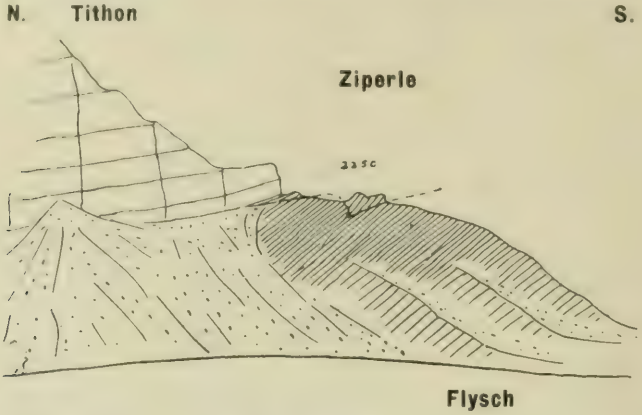


Fig. 27. Südwestfuss der Sulzfluh. Schiefriges und massiges Tithon ist über den Flysch geschoben.

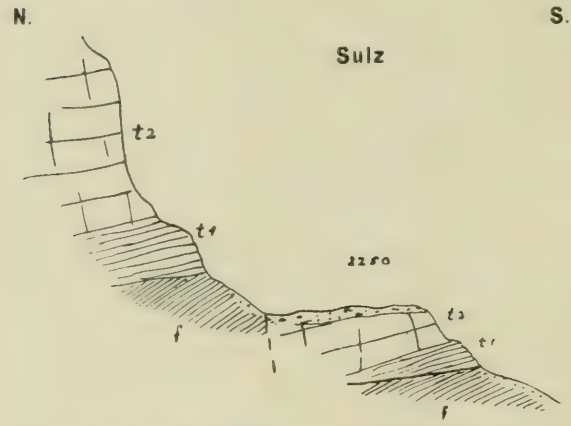


Fig. 28. Südwand der Sulzfluh. f Flysch, t_1 schiefriges, t_2 massiges Tithon.

hütte legen sich die Foraminiferenkalke, Sernifit und Gneiss in überstürzter Aufeinanderfolge darüber (Fig. 29).

Die eigentliche Sulzfluh endet im Osten an einer Querverwerfung, die bei Verspalen deutlich ins Auge fällt, wo der Flysch der Falknisscholle am Tithonkalk im Streichen abstösst. Der östliche Gebirgstheil hat sich dabei bedeutend gesenkt, weshalb auf der Südseite des Berges bei der unteren Grube die Foraminiferenkalke, die auf der Sulz noch in 2300 m Höhe liegen, plötzlich nur noch die Höhe von 1920 m erreichen. Die orographische Einsenkung des Grubenpasses fällt mit dieser tektonischen Senkung zusammen.

Unter dem Foraminiferenkalk der Unteren Grube, der hier nur sehr schwach entwickelt ist, steht direct ein Hornblende-Granit an. Es ist nur ein kleiner Aufschluss, den aber schon Theobald gesehen und stark vergrössert

in seiner Karte eingetragen hat. Da am Plasecken-Pass ein ähnliches Gestein bei überstürzter Lagerung des Tithon und Sernifites über letzteren liegt, so kann nicht bezweifelt werden, dass dieser Granit der unteren Grube die Basis

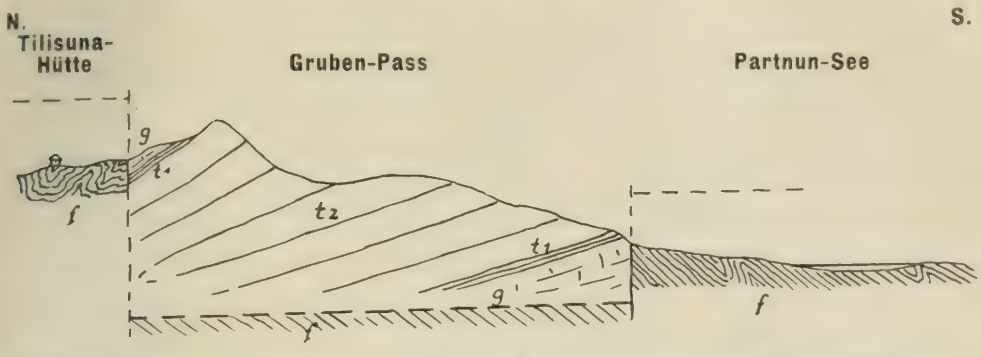


Fig. 29. g Granitisches Gestein und Gneiss, t1 unteres, t2 oberes Tithon, f Flysch.

der Tithonmulde darstellt. Dass demselben nochmals eine kleine Partie von Foraminiferenkalk vorgelagert ist, rührt jedenfalls von einer Verwerfung her und zwar wahrscheinlich von derselben, die wir an der Sulz schon erkannt haben (Fig. 30). Tarnuzzer, der angab, dass ein gneissgranitisches Gestein einen schmalen Rücken zwischen Kalk und Fucoidenschiefer bilde, scheint den Foraminiferenkalk für Flysch angesehen zu haben, was er aber keinenfalls ist.

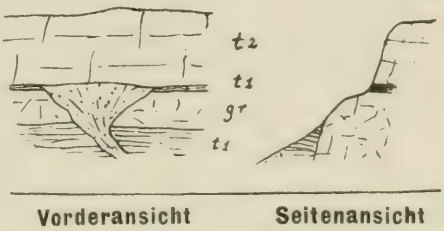


Fig. 30. Untere Grube bei Partnun. gr Granit, t1 schiefriges, t2 massiges Tithon.

Geht man von hier durch das Felslabyrinth des Grubenpasses aufwärts gegen die Tilisunahütte, so durchquert man die ganze Tithonmulde und trifft an dem letzten Felswall, hinter dem sich die grünen sanftwelligen Wiesenflächen der Tilisunaalp ausbreiten, über dem hellen Tithonkalke die Foraminiferenkalke wieder darüber und dann etwas Gneiss. Weiter östlich steht statt des Gneisses röthlicher Sernifit und noch weiter im Osten südlich der Tilisuna-Alphütten sogar etwas Röthidolomit an. Es ist nur eine kleine Partie, aber sie scheint Veranlassung geworden zu sein, dass Theobald im Norden der Sulz- und Drusenfluh grosse Mengen von Hauptdolomit angab, von denen ich aber keinerlei Spuren habe auffinden können. Die Schichten dieser Mulde streichen O—W und fallen nicht steil nach Norden.

Die Scheienfluh.

Im Süden des Grubenpasses ragen die Steilwände der Scheienfluh empor, deren helle Kalkmassen in südlicher Richtung über die Mittelfluh bis zum Plassecken fortsetzen. Die Schichten streichen hier nicht mehr O - W, sondern N—S. Diese Umkehrung tritt ganz plötzlich ein auf einer Verwerfungsspalte, die vom Partnunsee in ostnordöstlicher Richtung gegen die Tilisunaalphütten durchsetzt. Dieselbe macht sich im Osten durch einen horizontalen Vorschub der Foraminiferenkalke um etwa 400 m bemerkbar. Im Westen darf ihr wahrscheinlich die Verschiebung der rothen Mergel, die im weissen Kalk eingelagert sind, zugeschrieben werden (Fig. 31).

Durch diese und die Verspalen-Verwerfung ist also ein schmales Gebirgsstück eingefasst, das verschoben und zugleich gesenkt worden ist, was in erster Linie als Ursache für die Entstehung des Grubenpasses gedient hat.

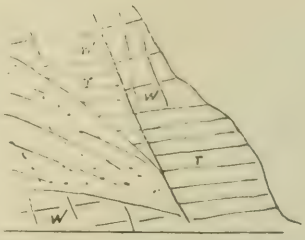


Fig. 31. An der Scheienfluhwand oberhalb des Partnun-Sees. 1:2000. w weisser, r rother Tithonkalk.

Wie die Drusen- und Sulzfluh, so besteht auch die Scheienfluh ganz nur aus dem hellen häufig oolithischen Tithonkalke, der aber gerade hier die meisten Versteinerungen einschliesst. Seine Bänke fallen nach Osten ein. Auf der Westseite des Berges bei Partnun ist die Unterlage durch die grossen Schutthalden gänzlich verdeckt und erst 100 und mehr Meter unterhalb der Felswände steht am Gehänge der Flysch an, als Zeichen, dass auch hier das Tithon über den jüngeren Flysch heraufgeschoben worden ist. Auf der Ostseite geben die Aufschlüsse ein vollständigeres Bild. Am Plassecken-Pass, wo sich besonders leicht Nerineen auffinden lassen, lagert auf dem hellen Kalk der graue Foraminiferen-Schiefer in einer Mächtigkeit von etwa 10 m. Er ist stark verknittert. Darüber liegt etwas rother Sernifit und dann Granit, aber nur auf der Passhöhe, auf der Seite des südlichen Anstieges fehlt ersterer bereits ganz (Fig. 32) und auf den Schiefer folgt sogleich der Granit, welcher mit denjenigen bei der unteren Grube correspondirt, und der hier weiter-

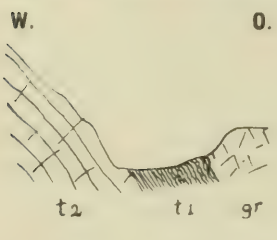


Fig. 32. Im Süden des Plassecken-Pass. gr Granit, t1 schiefriges, t2 massiges Tithon.

hin von den Gneissen und krystallinischen Schiefern der Sarotlaspitze überlagert ist. (Profil 11.)

Also auch die Scheienfluh ist eine überkippte Mulde, die sich aber direct nach Westen öffnet.

Im Norden dieses Passes senkt sich als breite Niederung das obere Thal des Tilisunabaches ein, dessen östliches steiles Gehänge aus Gneiss und Granit besteht, unter denen hie und da etwas rother und grüner Sernifitschiefer, stets aber eine schmale Zone der tithonischen Kalkschiefer ausstreicht. Die Felsen am linken Thalgehänge gehören dem hellen Tithonkalk an, der bis zur Höhe der Scheienfluh heraufreicht. Der breite Thalboden zwischen beiden Gehängen ist zwar von mächtigen Schuttmassen und Lehm überdeckt, aber doch haben die Wasser sich noch tiefere Furchen darin eingeschnitten und dadurch besonders auf der rechten Thalseite direct unter den tithonischen Kalkschiefern den Flysch entblösst. Derselbe führt die bekannten Fucoiden und wird da, wo der Bach aus der Nord- in die Ostrichtung umbiegt, von einem kleinen schwarzgrünen Serpentinstock durchbrochen, der von röthlichem Ophicalcit umgeben ist (Fig. 33).

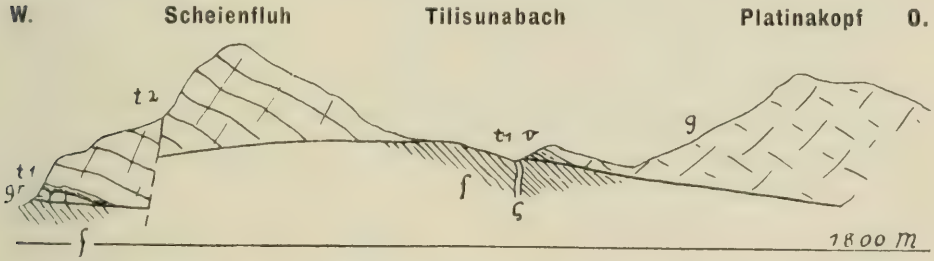


Fig. 33. g Granit, v Sernifit, t1 und t2 schiefriges und massiges Tithon, f Flysch, ς Serpentin. 1:33000.

Diese Aufschlüsse sind von grosser Wichtigkeit, denn sie zeigen uns, dass der Flysch den Tithonkalk der Scheienfluh nicht nur auf deren Westseite unterteuft, sondern dass er unter dem gewaltigen Felsklotz von West nach Ost als dessen Unterlage hindurchgeht und auch noch die Basis der Gneisse des Platinakopfes bildet, oder mit anderen Worten, dass nicht nur der Jura sondern auch das Urgebirge auf den Flysch heraufgeschoben worden sind.

Die Schubfläche liegt hier ziemlich flach, doch steigt sie von Ost nach West etwas an (Fig. 33); unter der Scheienfluh gegen die Grubenverwerfung hin senkt sie sich aber wieder etwas nach Art einer Schleppung durch die westliche Senkungsscholle.

Das Plasseckenthal, welches vom gleichnamigen Pass nach Süden ausläuft, mündet durch eine enge Felspforte bei der Weberlihöhle in das Partnuner Thal aus. Hier tritt wiederum der Gneiss und Hornblendeschiefer dicht an die hellen Tithonkalke heran. Dazwischen liegen nur etwa 20 m mächtige, wellig-schieferige Kalke mit grünlichen und schwarzen Thonschiefern, von denen letztere zu oberst vorwalten. Alle Schichten fallen nach SO ein und sind also ebenfalls in überstürzter Lagerung. Der Granit und Sernifit des Plasseckenpasses fehlen jedoch hier beide. Theobald empfand das Bedürfniss in die 20 m Kalkschiefer sämmtliche Glieder der Trias, nämlich Hauptdolomit, Raibler Schichten, Arlbergkalk, Partnachschichten, Muschelkalk und Verrucano, hinein zu construiren, was natürlich gänzlich verfehlt war. Höchst wahrscheinlich stellen sie nur eine etwas thonreiche Facies der tithonischen Foraminiferenkalke dar. Der petrographische Wechsel, den diese unterste Tithonablagerung zeigt, hat ja etwas sehr selbstverständliches als Product eines transgredirenden Tithonmeeres.

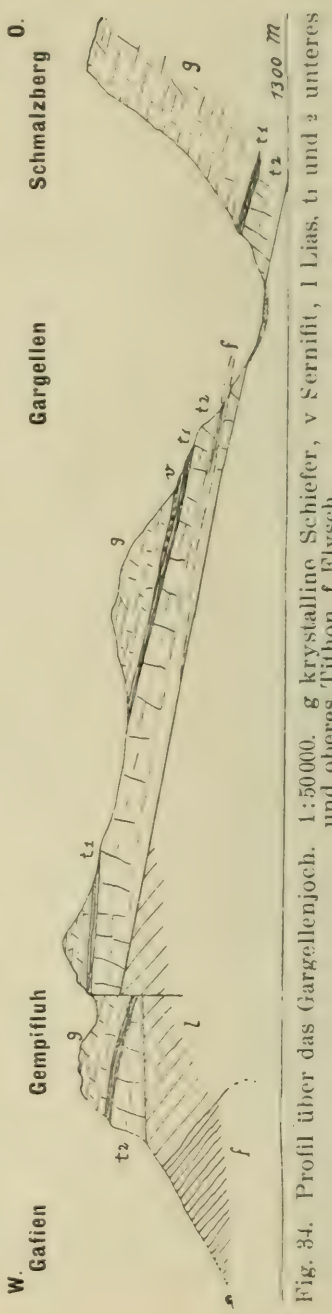


Fig. 34. Profil über das Gargellenjoch. 1:50000. g krystalline Schiefer, v Sernifit, l Lias, t1 und t2 unteres und oberes Tithon, f Flysch.

Das Gargellenjoch.

Dieses leicht gangbare Joch, das als Uebergang vom Prätigau ins Montafun in den Kämpfen beider Grenzländer früher eine so wichtige Rolle gespielt hat und das auch heute noch von Touristen wie Schmugglern gerne benutzt wird, scheint auf die Geologen keine sehr bedeutende Anziehung ausgeübt zu haben, denn bisher haben wir nur ungenügende Kunde von den für die Tektonik so wichtigen Aufschlüssen dieses Passes erhalten.

Der Zugang zum Joch von der Schweizerseite wird durch zwei vorspringende Berge, den Schollberg und die Gempifluh, in auffälliger Weise flankirt. Beide Berge werden auf halber Höhe von einer hellen Steilwand umgürtet, die aus dem Tithonkalk gebildet ist. Die sanfte Böschung des Gehänges darunter besteht aus fucoidenführendem Flyschschiefer. Ueber den Wänden liegt eine flache Terrasse, die den Ausstrich der Foraminiferenkalke anzeigt, und darüber erheben sich dann die Gneisspyramiden der Gipfel.

Wir haben es hier also mit denselben Schichten zu thun, die auch an der Scheienfluh in überstürzter Lagerung auf dem Flysch liegen und die mit südlichem Streichen unmittelbar in den Schollberg und die Gempifluh herübersetzen.

Ein kleines Thälchen zieht sich zwischen diesen beiden Bergen herauf und erweitert sich, sobald es die beiden dicht aneinander tretenden Kalksteilwände überwunden hat, zu einem karähnlichen Kessel, dessen circusartiger Hintergrund ausschliesslich aus Gneiss besteht. Darüber führt das Gargellenjoch bei 2375 m Höhe ins Gargellenthal hinüber. Auf der Montafuner Seite treffen wir schon bei 2300 m den Foraminiferenkalkschiefer unter dem Gneiss wieder hervortretend. Grosse Schutt- und Moränenmassen verhüllen das unmittelbare Liegende, aber bei 2060 m steht der weisse Tithonkalk am Gargellenbach in zwei Felsbarrièren an, während höher oben rechts und links am Thalgehänge noch immer Gneiss liegt, dessen untere Grenze sich nur langsam gegen Osten senkt. Unweit der Gargellenalp, wo bei 1800 m eine Quelle hervorbricht, streicht etwas Kalkschiefer und darüber rother Sernifitschiefer aus. Höher oben steht Gneiss an und weiter thalauswärts zwischen 1750 und 1560 m Höhe ziehen sich Steilwände von hellem Tithonkalk hin, die auf der Westseite des Gargellenthales eine vielfach von Wasserläufen und Moränenschutt unterbrochene Terrasse bilden, deren Länge von N nach S zwischen der Rungalp und der Unterstafel der Valzifenzalp etwa 3 Kilometer misst. Diese Tithondecke liegt also überstürzt und hängt unmittelbar mit derjenigen am Westfuss des Schollberges und der Gempifluh zusammen. Noch einmal kann man sie sogar auf der Ostseite des Gargellenthales gerade gegenüber der Kirche am Fuss des Schmalzberges erblicken (Fig. 35). Beinahe 5 km weit greift also diese Tithondecke von West

nach Ost unter dem Gneiss herunter. Gegenüber der Valzifenzalphütten liegt über dem Kalk (Fig. 36) noch etwas Flysch, welcher beweist, dass diese Decke aus einem überstürzten Muldenkern besteht, ähnlich wie wir das für

Fig. 35. Fuss des Schmalzberges bei Gargellen. g krystalline Schiefer, v Sernifit, t_1 schiefriges, t_2 massiges Tithon.

Fig. 36. Unter-Stafel der Valzifenzer-Alp. t Tithon, f Flysch.

die Sulzfluh und Drusenfluh beweisen konnten und wie wir es auch noch weiter südlich antreffen werden.

Auf der geologischen Karte Vorarlbergs ist dieser seltsame, mitten im Gneissgebiet auftretende Kalk von A. R. Schmidt bereits 1843 ziemlich genau eingetragen worden. Noch zutreffender ist aber die Beschreibung, die er davon (S. 34) gab und die später so sehr in Vergessenheit gerathen ist, dass es mir angezeigt erscheint, sie hier wörtlich wiederzugeben:

„Geht man von Gaschurn über St. Gallenkirch auf das St. Antoni-Joch, so ergibt sich folgendes: die Gebirge des Gargellen-Thales, durch welches man ansteigt, bestehen zu beiden Seiten durchgehends aus Gneiss .... beim Rung-Tobel vor Gargella erscheint Kalkstein, der bis zum Alptobel reichet, jenseits der Gargella-Alpe im Schwefeltobel wieder vorkömmt, und sich bis zum Valzafenzerbach erstrecket. Dieser Kalkstein ist grau, krystallinisch, etwas schiefrig. Auch am rechten Ufer des Baches wird der gleiche Kalkstein bemerkt .... Ueber die Hälfte des Wegs von Gargella auf das St. Antoni-Joch im sogenannten Kessi (Kessel) überschreitet man einen zweiten, blos in der Tiefe der Schlucht aufgedeckten Kalkzug von geringerer Mächtigkeit als den ersteren, der sehr viel Kalkspath enthält, worauf man wieder auf Gneiss kömmt .... Zwischen der Rung-Spitz und dem Antoni-Joch liegt graubrauner Kalkschiefer mit häufigen Kalkspath-Adern durchzogen.

Das Antoni-Joch, das nur eine geringe Einsattlung bildet, besteht aus Gneiss, der nach Stunde 6 streicht und nach Süden fällt. Jenseits des Antoni-Jochs in der Prätigau, etwa eine Viertelstunde vom höchsten Punkte des Joches, sieht man Gneiss auf dem Kalkstein aufliegen, und kann die scharfe Grenze beider Gesteine mehr als eine Stunde beobachten; das Liegende dieses Kalkzuges, was wahrscheinlich wieder Gneiss ist, in welchem der Kalkstein eingelagert ist, konnte jedoch nicht ermittelt werden".

Es ist bewundernswerth, wie genau die Beobachtung und scharfsinnig die Deutung des Beobachteten zu einer Zeit zum Ausdruck gebracht wurde, in der eine genaue Altersbestimmung der Kalke noch unmöglich war. Eigentlich ist A. R. Schmidt nur der kleine Aufschluss von Kalk- und Sernifitschiefer über der Gargellenalp und der Flysch bei der Valzifenzalp entgangen. Um so befremdlicher muthet es uns an, dass Theobald 20 Jahre später von alledem gar nichts gewusst und gesehen hat, und statt dessen mit dem Anscheine besonderer Genauigkeit zwischen Gargellen und dem Joche Glimmerschiefer, Gneiss, Hornblendeschiefer und seine berüchtigten Casannaschiefer einzeichnet und genau von einander abtrennt.

Erst 1871 kam dieser Kalk wieder ins Gerede als Douglass (ein Fabrikant aus Thüringen bei Bludenz, dem zu Ehren später die Douglasshütte benannt worden ist) darin Versteinerungen fand und sie zur Bestimmung nach Wien sandte. Sie wurden zunächst falsch bestimmt und das Lager als Caprotinenkalk gedeutet, aber 1876 gab G. A. Koch die richtige Altersbestimmung. Gleichwohl machten die aussergewöhnlichen Lagerungsverhältnisse noch immer keinen Eindruck, und die schon bei ihrem Erscheinen (1890) stark veraltete geologische Uebersichtskarte von Noë kennt dieses Kalklager überhaupt nicht. Die irrthümliche Einreihung in die Kreide helvetischer Facies verblieb noch bis 1891, wo ihr Diener wiederum Ausdruck verlieh und wurde auch 1894 von der geol. Uebersichtskarte der Schweiz durch Heim und Schmidt übernommen. Hoffentlich hat diese Fabel damit ein Ende gefunden.

Das Gafierthal und Rätschenhorn.

Das schon erwähnte weisse Kalkband der Gempifluh setzt sich nach Süden weiter fort ins Gafierthal und macht sich auch da als Steilwand bemerkbar, die jedoch zweimal auf eine grössere Erstreckung, in Folge von Ueberschüt-

tung von oben her, verdeckt ist. Wellig verbogene Kalkschiefer liegen darüber, an einer Stelle auch etwas rother Quartenschiefer und dann der Gneiss. Zwischen der Gempifluh und dem kleinen See (2313) unter den Gargellenköpfen erleidet die Wand dadurch eine Unterbrechung, dass (Fig. 37) eine Verschiebung derselben längs einer N—S-Spalte stattgefunden hat. Der östliche Theil hat sich um ungefähr 100 m gehoben und eine enge Klamm hat sich da, wo die Verwerfungsspalte das Band durchschneidet, gebildet, durch die man die Wand, wenn auch nicht gerade sehr bequem, heruntersteigen kann.

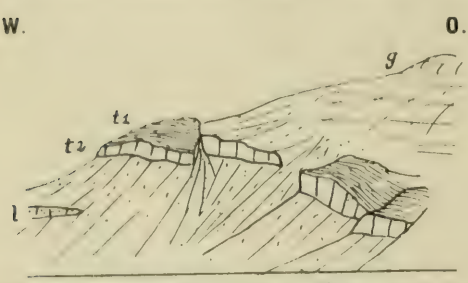


Fig. 37. Ansicht des Tithonbandes zwischen Gempifluh und Gafierthal. g krystalline Schiefer, l Lias, t1 schiefriges, t2 massiges Tithon.

Diese Thatsache erklärt eine andere, die an sich schwer deutbar wäre. Obwohl nämlich in dem schon beschriebenen karähnlichen Thalkessel beim Gargellenjoch ringsum an den Wänden Gneiss ansteht und die Kalkbank erst bei 2200 m darunter zum Vorschein kommt, so trifft man doch in der Südecke dieses Kessels bei etwa 2340 m Höhe Spuren desselben Kalkschiefers unter dem Gneiss, der auch auf der Montafuner Seite, wie wir gesehen haben, bei 2310 zum Ausstrich kommt (s. Fig. 34). Auch hier ist also das östliche Gebirge um über 100 m gehoben und die Verwerfungsspalte schneidet also die scheinbar ganz geschlossenen Wände des Thalkessels mitten durch. Tarnuzzer (1892 S. 857 und 1899 S. 18) erwähnt ebenfalls das Vorhandensein von „Querverschiebungen“. Mir scheint jedoch nur eine einzige vorzuliegen, die aber das an den Berghängen hinziehende und buchtenartig vor- und zurücktretende Kalkband wiederholt anschneidet und an diesen Stellen jedesmal als etwas besonderes auffällt. Weiter südlich „auf den Bändern“ ist eine dritte auffällige Stelle (Fig. 38), wo die Senkung im Westen zwar nicht ebenso gross ist, aber die Kalkwand eben deshalb wie eine doppelte übereinander erscheint. Noch weiter im Süden liegt die Stelle, welche Tarnuzzer 1899 eingehend beschrieben hat.

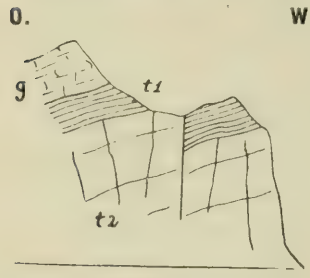


Fig. 38. Verwerfung auf den Bändern. g krystalline Schiefer, t1 Mergel und t2 Kalkstein des Tithon.

Von den Bändern aus über die Gafierplatten bis zum Kamm, der das Rätschenhorn mit dem Madrishorn verbindet, habe ich die eben beschriebenen Schichten nicht weiter verfolgt und deren Untersuchung erst von dort aus wieder gegen Süden hin aufgenommen. Da sie sich dort ganz gleichmässig fortsetzen, so nehm ich an, dass in der zwischenliegenden Strecke von zwei Kilometer eine wichtige Veränderung nicht eingetreten sein könne und der freie Blick, den ich von den Bändern aus auf die Gafierplatten und die Steilwände des Madrishornes hatte, liess mich erkennen, dass sämmtliche Gesteinsbänke, die von Norden herkommen, wirklich die schrägen Platten bis zu jenem Kamm heraufstreichen, wenn schon die ungeheuren Schuttmassen, welche auf den Platten liegen, vieles verhüllen.

Es hat aber Tarnuzzer gerade dieses Gebiet zu einem besonderen Studium ausersehen und das Ergebniss 1899 veröffentlicht zugleich mit einem werthvollen petrographischen Beitrag von Bodmer-Beder. Wenn wir diejenigen Veränderungen an dieser Arbeit vornehmen, welche sich uns bereits in stratigraphischer Beziehung ergeben haben, so stimmen die Resultate derselben recht gut mit meinen Aufnahmen überein. Wir setzen also an Stelle von Casannaschiefer oder syenitischem Sericitphyllit Sernifit, für jurassisch-cretacischen Dolomit Röthidolomit, für die Streifenschiefer Unteres Tithon, für jurassisch-cretacischen Kalk Tithon und für Eocänschiefer Lias. Es folgen dann von unten nach oben an den Gafierplatten der weisse Tithonkalk, der Tithonmergel, Quartenschiefer mit quarzitischen Einlagerungen, Röthidolomit, Sernifit und die krystallinischen Schiefer. Also alles in verkehrter Aufeinanderfolge wie an der Gempifluh. Die merkwürdigen scheinbaren Einpressungen des Röthidolomites in den Hornblendeschiefern (siehe dort Fig. 1 S. 14) möchte ich als Folgen jener schon erwähnten Querverwerfung auffassen, welche hier durch die Wände schneidet, so dass also der Schiefer unter dem Dolomit denselben nicht unterlagert, sondern in Folge von Absinkens ihm nur vorgelagert ist. Dafür scheint Beschreibung und Zeichnung bei Tarnuzzer sehr zu sprechen.

Als Sockel dieser Ueberschiebung sehen wir im Hintergrund des Gafierthales nicht mehr wie bei Partnun und nördlich der Gempifluh den Flysch, sondern den Lias anstehen, der am Fehlen der Fucoiden und an dem Auftreten des polygenen Conglomerates zu erkennen ist.

Von dem oberen Theile der Saaser-Alp, dem sog. Viehcalanda, hat Theobald eine merkwürdige Schichtenreihe angegeben, in der von West nach Ost mit östlichem Einfallen übereinander Liaskalk, alle Glieder der Trias mit Ausnahme des Hauptdolomites, Verrucano, Casannaschiefer, Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer und Gneiss folgen sollen. Der Liaskalk ist jedoch Tithon und die Glieder der Trias bestehen ebenso wie bei Plassecken nur in der Phantasie, dahingegen wurde der Röthidolomit übersehen oder vielmehr irrthümlich als Muschelkalk gedeutet. Die kalkigen Schichten zwischen dem Röthidolomit und dem hellen Tithonkalk sind hier besonders mächtig entwickelt und leider auch stark verrutscht, so dass sie vielleicht mächtiger erscheinen als sie wirklich sind. Ich habe keinen Anhaltspunkt finden können, um in ihnen etwas anderes als Vertreter der die Transgression bezeichnenden untertithonischen Ablagerungen zu erblicken.

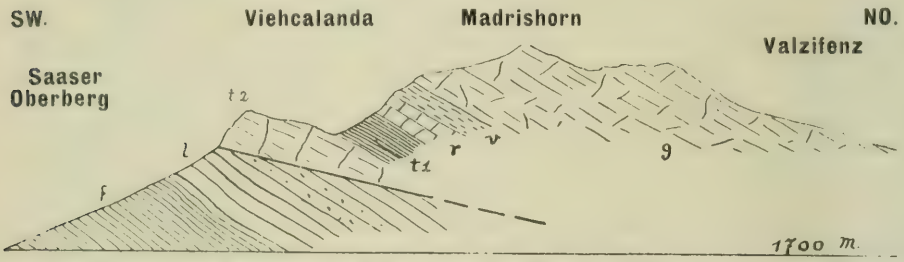


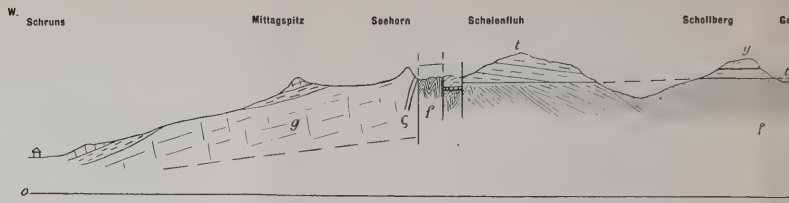
Fig. 39. 1:50000. g krystalline Schiefer, v Sernifit, r Röthidolomit, l Lias, t_1 schiefriges, t_2 massiges Tithon, f Flysch.

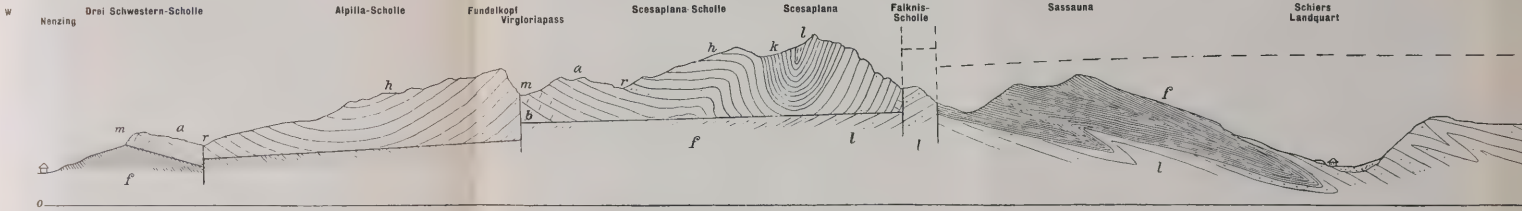
Der helle Tithonkalk, der entsprechend der umgekehrten Lagerung zu unterst liegt, ist hier besonders mächtig entwickelt und bildet die Gipfel des Rätschenhorn, des Saaser Calanda und des Geishornes, die mit steilen weithin leuchtenden Wänden gegen Westen enden.

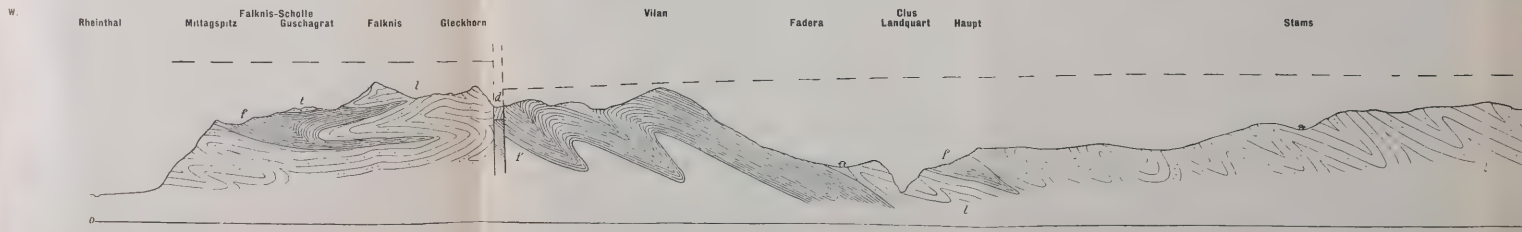
Unter den Wänden bildet der Lias die Unterlage wie im Gafierthal. Die Verschiedenartigkeit des Baues im basalen und im Deckgebirge bedingen es, dass hier das heraufgeschobene nicht älter, sondern jünger als das überschobene ist.

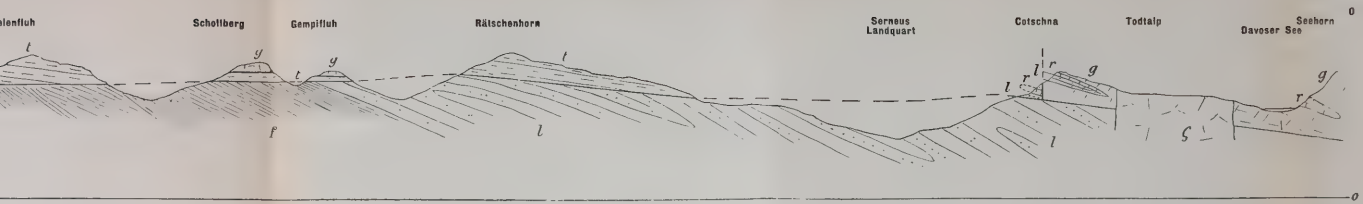
Wie um die Ueberschiebung recht deutlich hervortreten zu lassen, ist auf diesem Lias nordwestlich des Rätschenhorn noch ein kleiner Rest der Tithondecke als ringsum isolirte Scholle erhalten geblieben. Es ist die Hasenfluh, von der wohl in prähistorischer Zeit grosse Massen abgebrochen und ins Gafierthal herabgestürzt sind, wo sie noch jetzt ein wahres Blockmeer bilden. Auch der

g Gneiss, s Sernifit, r Röthidolomit, b Buntsandstein, m Muschelkalk, a Arlbergschichten, r Raibler Schichten, h Hauptdolomit, k Kreissener Schichten, l Lias, t Tithon, f Flysch, ç Serpentin.
1:75000.

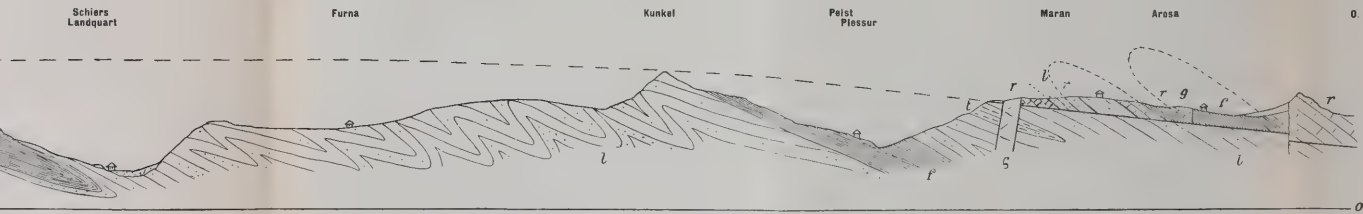




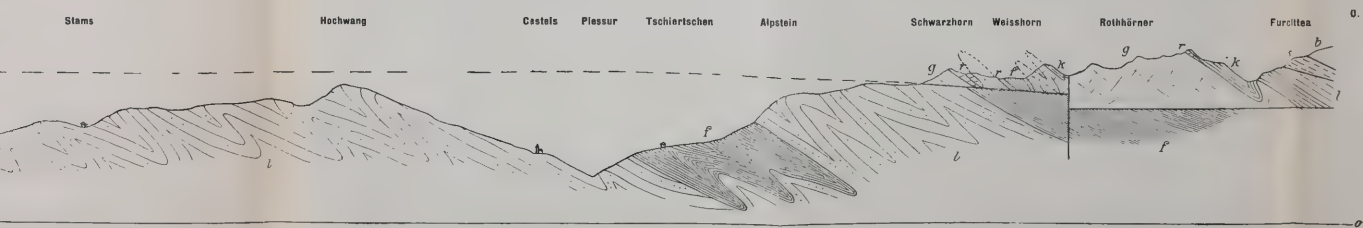




Profil 5.



Profil 6.



Profil. 7

gewaltige Felsblock der Ammannfluh scheint mir ein Stück der Hasenfluh zu sein, der um etwa 300 m am Hange gleitend herabgerutscht ist. Wir sehen hier noch deutlich die grossartigen Wirkungen der Erosion, welche die einstmal weit nach Westen herübergeschobene Decke allmählich wieder entfernt hat.

Von der Scheienfluh bis zum Rätschenhorn erscheint die (Profil 5) Ueberschiebungsfläche an den westlichen Berghängen annähernd wie eine horizontale Linie, die durchschnittlich etwas über 2000 m über Meer liegt; nur sehr langsam steigt sie nach Süden an und erreicht den höchsten Stand am Rätschenhorn mit 2400 m. Diese Höhe behält sie nur bis zum Saaser Calanda, dann aber sinkt sie stetig und erreicht beim Unter-Säss der Saaser-Alp bereits 1850 m. Hier streicht das Tithon aus und das nach Klosters sich senkende Gehänge besteht zunächst nur aus dem Lias des basalen Gebirges. Zum Theil ist es auch so von Moräne überschüttet, dass anstehendes überhaupt nicht zu erkennen ist. Doch schauen isolirte Reste der veissen Tithondecke weiterhin an drei Stellen aus dem Walde hervor und lehren, dass die Ueberschiebungsfläche sich nach SO bis auf 1500 m gesenkt hat. Nun aber macht sie plötzlich einen grossen Sprung und am Ausgang des Schlappinthales liegt sie bereits unter der 1200 m hohen Thalsohle. Ohne Zweifel ist dieser Sprung Folge einer Verwerfung. Ich vermuthe, dass es die im Gafierthal beschriebene ist, deren südliche Verlängerung gerade in diese Richtung fällt. Allerdings ist hier nicht das östliche sondern das westliche Gebirge gehoben, aber solcher Wechsel ist bei Verwerfungen, deren Bewegung mehr in horizontaler als vertikaler Richtung stattfand, nichts seltenes. Und dass diese Verwerfung wirklich als eine Querverschiebung aufzufassen sein dürfte, geht daraus hervor, dass ihre nördliche Fortsetzung gerade mit der Verschiebung Partnun-Verspalen zusammenfällt, so dass beide wahrscheinlich Theile einer einzigen grossen Bruchspalte sind.

Das Auftreten des Tithonkalkes am Ausgang des Schlappinthales bei Klosters Dörfli ist auch um deswillen besonders interessant, weil hier die muldenförmige Lagerung desselben wieder recht deutlich hervortritt. Als Liegendstes steht am linken Ausgang des Thales unterhalb des Hauses Matatsch Gneiss an. Es ist nur eine kleine Partie, die deshalb wohl, trotzdem sie sehr leicht zugäng-

lich ist, bisher übersehen worden ist. Unmittelbar darüber liegt der weisse Tithonkalk nicht sehr mächtig und dann schwarzer Flyschschiefer. Derselbe streicht auf die andere Thalseite herüber, wo sich Fucoiden darin nachweisen liessen. Er wird thalaufwärts von Tithonkalk wiederum bedeckt. Es ist also eine richtige Mulde, deren innerster Kern aus Flysch besteht, wie bei Gargellen und wahrscheinlich auch bei der Drusenfluh, und deren hangender wie liegender Flügel von Gneiss gebildet wird, wie am Grubenpass.

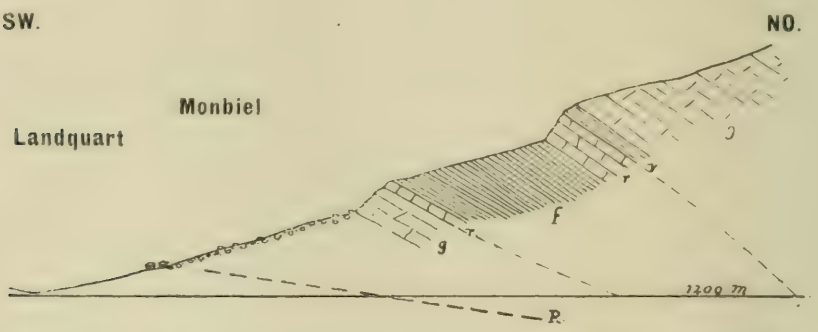


Fig. 30. 1:25000. g Gneiss, v Sernifit, r Röthidolomit, f Flysch, R Ueberschiebung.

Diese liegende und nach SW geöffnete Mulde streicht am rechten Gehänge des Landquartthales weiter fort bis Monbiel. Nur ist sie zunächst durch Schutt verdeckt und wo sie wieder zum Vorschein kommt, liegt sie so erheblich höher, dass man eine zweite Verwerfung annehmen muss, jenseits welcher eine Hebung eingetreten ist, so dass die Schichten zwischen beiden Verwerfungen also grabenartig eingesunken erscheinen. An der Abbruchstelle des Bergsturzes, der Monbiel theilweise verschüttet und der sich nach Theobald 1804, nach Tarnuzzer 1768 ereignet hat, steht in der Höhe von 1400 bis 1450 m stark sericitischer Gneiss an. Er trägt über einer dünnen Lage von Röthidolomit die am sehr steilen Gehänge leicht in Bewegung gerathenden Flyschschiefer, die sich als solche durch ihre Fucoiden zu erkennen geben. Bei etwa 1600 m Höhe streicht über dem Flysch im Fischmardintobel Rauhwacke und Röthidolomit, darüber etwas Sernifitschiefer und dann der Gneiss aus, der bis zur Kammhöhe heraufreicht. Also wiederum eine liegende nach Süden geöffnete Mulde von Flysch und Gneiss. Aber statt des Tithonkalkes hat sich der Röthidolomit und Sernifit eingestellt.

Wie man sieht, stimmen diese Beobachtungen mit den Angaben Theobalds (1863 S. 105) nicht überein. Der Serpentin steht nicht hier, sondern erst weiter westlich am sog. Bergli an, wo er schon von Weitem durch seine schwarzen Farben auffällt und der angebliche Bündnerschiefer fehlt ganz, obwohl er jedenfalls unter dem Thalboden als Bestandtheil des überschobenen basalen Gebirges zu erwarten ist.

Das Gypslager des Glecktobeljoches.

Der südliche Rhätikon ist also wie der nördliche von einer gewaltigen Schubmasse von Osten her überschoben worden, aber diese selbst ist im Norden und Süden sehr verschieden. Im nördlichen Rhätikon ist die Trias in vollständiger Entwickelung darin vorhanden und bildet neben dem krystallinischen Urgebirge den Hauptbestandtheil derselben. Der Sernifit ist dagegen nur schwach entwickelt und Röthidolomit scheint ganz oder fast ganz zu fehlen. Im südlichen Rhätikon hingegen fehlt die Trias vollständig und an ihre Stelle tritt Tithon und Röthidolomit. Gleichzeitig reicht im Süden die Schubmasse nicht soweit nach Westen als im Osten, aber das ist nur Folge einer stärkeren Erosion, und es kann kaum einem Zweifel unterliegen, dass einstmals diese Decke noch weiter selbst als die Kirchlispitzen nach Westen hin das basale Schiefergebirge des Prätigau überzogen hat. Ein kleiner Rest davon ist am Glecktobeljoch noch erhalten geblieben, als letzter Zeuge früherer Verhältnisse.

Dieses Gypslager ist von Dolomitbänken und schwarzen Thonschiefern und sandsteinartigen Bänken, die alle saiger stehen, eingeschlossen und ruht auf dem nach SO einfallenden Flyschschiefer. Im Norden wird es von den hoch aufragenden stark wellig verbogenen Liasschichten des Gleckhornes begrenzt und erscheint dadurch, dass auch im Süden die Flyschschiefer höher aufragen als der Gyps, wie eingeklemmt im Schiefer. Es ist das wohl Folge der Glecktobel-Tilisuna-Verwerfung, durch welche hier ein kleines Stück der Ueberschiebungsdecke versenkt und so vor Abtragung durch Erosion bewahrt worden ist. Noch weiter östlich bei Salanada über dem Ganei-Tobel ist in dieser Verwerfungsspalte zwischen Lias und Flysch ein winziger und leicht übersehbarer Rest von Gyps eingeklemmt.

Es ist nicht sicher, welches Alter diesem Gypslager zukommt, aber die petrographische Entwickelung der es begleitenden Gesteine spricht sehr für Raibler Schichten. In diesem Falle würde also hier die Trias noch etwas ins südliche Rhätikon übergreifen und zwar nur wie in der Falknisscholle mit ihren oberen Stufen.

2. Das Plessurgebirge.

Südlich schliesst sich an den Rhätikon ein anderes Gebirgsstück an, das ringsum von tiefen und breiten Thälern umgrenzt, sich scharf von seiner Umgebung abhebt. Im Norden bildet die Landquart, im Westen der Rhein und die Rabiosa, im Osten und Süden das Landwasser seine Grenzen. Es nimmt eine unregelmässig dreieckige Fläche ein und da in seiner Mitte die Plessur entspringt, so ist der von Theobald gewählte Name „Plessurgebirge" recht bezeichnend dafür, wenn schon derselbe ursprünglich die Hochwangkette nicht miteinbegreifen sollte. Geradeso wie der Rhätikon ist auch das Plessurgebirge nur ein westlicher Ausläufer oder Vorposten des Silvrettamassives und besteht ebenso aus zwei Theilen, nämlich einem basalen Schiefergebirge und einem von Osten her überschobenen Deckgebirge.

Von Klosters nach Davos.

Bisher hatten wir im Deckgebirge des Prätigauer Rhätikon nur eine einzige lange Mulde erkannt, die bei den Kirchlispitzen beginnt und sich über die Scheienfluh bis hierher nach Klosters zieht. Sie besteht aus in den Gneiss eingefaltetem Sernifit, Röthidolomit, Tithon und Flysch. Aber von diesen Gesteinen fehlen gewöhnlich einige. Das Tithon ist am mächtigsten im Norden und keilt sich vor Monbiel ganz aus. Gerade dort erreicht aber der Flysch seine grösste Mächtigkeit.

Nach Theobalds Karte setzt diese Mulde von Monbiel auf die Südseite des Thales herüber und zieht sich über Rüti ins Mönchalpthal, setzt darüber hinweg und erreicht am Westfuss des Seehornes den Davoser-See. Ich habe die Gegend von Rüti nicht untersucht und musste mich begnügen festzustellen, dass die Mulde am Seehorn von Theobald am richtigen Ort eingetragen ist, dass aber ihr Kern nicht aus Muschelkalk und Hauptdolomit sondern lediglich aus Röthidolomit besteht, der am Seeufer von

ostsüdostfallendem Gneiss unterlagert, oben am Seehorn davon überlagert wird. Es ist also eine nach WNW überkippte Mulde. Neuerdings hat auch JENNINGS[1]) diese Mulde beschrieben. Was er Casannaschiefer nennt, bezeichne ich als Gneiss. Den Muschelkalk gibt er nur im Profil an, beschreibt ihn aber im Text nicht wo Dolomit direct auf Gneiss angegeben wird.

In der breiten Thalfurche zwischen dem Davoser-See und Klosters liegen ungeheure Moränen und Schuttmassen ausgebreitet, auf denen die Ortschaften Laret und Selfranga erbaut sind. THEOBALDS Karte hat die Blöcke als anstehend cartirt, was aber, wie JENNINGS[2]) neuerdings richtig hervorhob, nicht der Fall ist. In diesen Fehler ist THEOBALD gerade in dieser Gegend öfters verfallen, und so hat er die bedeutenden Schutthalden, welche das Ende der grossen Ueberschiebungsdecke im Plessurgebirge umsäumen, vielfach als Anstehendes in die Karte eingezeichnet und dadurch das Lesen des an sich schon schwer verständlichen Kartenbildes noch unnöthiger Weise erschwert.

Was ich von wirklichem Anstehendem im „Davoser Thal" zwischen Klosters und dem Davoser-See gesehen habe, will ich beschreiben. Zwischen Ober- und Unter-Laret durchbricht der Laretbach eine Serpentinbarrière, die vom Schwarzseealpgehänge gegen Süden vorspringt. Dahingegen ist der wallartige Hügel von Drusatscha und Wolfgang, der gegenwärtig die Wasserscheide zwischen Landwasser und Landquart bildet, nur Blockwerk. Das Gleiche gilt für die Waldhügel zwischen Unter-Laret und Selfranga, durch die sich die Poststrasse hindurchwindet. Nur unterhalb Ried steht in einem Winkel der Strasse schwärzlicher Liasschiefer an, der auch oberhalb im Bahneinschnitt und noch weiter oberhalb Ried am Waldesrande hervorschaut. Den von JENNINGS (1899 Fig. 4) beschriebenen Lias-Aufschluss bei der Station Laret habe ich nicht mehr beobachten können. Er scheint wieder eingeböscht zu sein.

Am rechten Ufer des Laretbaches zwischen Klosters und der oberen Brücke von Selfranga hat der Bach unter der Moräne des Selfranga-Hügels von Süd nach Nord folgende Schichten angeschnitten: zuerst Sernifit, dann

---

[1]) Geology of the Davos district. ibid. 1899 S. 403 Fig. 3.
[2]) Vaughan Jennings, The structure of the Davos Valley. Quat. Journal Geol. Soc. 1898. S. 279.

darüber liegend und schwach nach NW einfallend Röthidolomit. Das verweist auf den liegenden Flügel der Monbiel-Rüti-Mulde, auffällig bleibt jedoch die tiefe Lage die dort 1500, hier am Laretbach nur 1260 beträgt. Da auch bei Klosters Dörfli am Ausgang des Schlappinthales die Mulde etwa 300 m tiefer als bei Monbiel liegt, so ist es,

Fig. 41. v Sernifit, r Röthidolomit, r1 Gypslager, l Liasschiefer, t1 schiefriges, t2 massiges Tithon, ç Serpentin und Ophicalcit mit Liasschiefereinschlüssen.

wie schon erwähnt, sehr wahrscheinlich, dass dazwischen eine Verwerfungsspalte durchläuft, ungefähr parallel zu der schon erwähnten Spalte Tilisuna-Klosters, und dass zwischen beiden eine Senkung eingetreten ist.

Der Röthidolomit wird thalauswärts alsbald von einem Serpentindurchbruch abgeschnitten. Der Serpentin, zum Theil als Ophicalcit entwickelt, schliesst grössere Partien grauen Liaskalkes ein, der im Contact mit dem Serpentin geröthet ist. Da wo ein schmaler Steg zu einigen Heuhütten hinüberführt, endet der Serpentin plötzlich mit einer vertikalen Wand, jenseits welcher ein kleines, nach Süden geneigtes Gypslager angetroffen wird. Unter diesen Lagen kommt mit gleicher Neigung grauer Kalkschiefer und dann ein massiger heller Kalkstein zum Vorschein, der den Marienstein aufbaut. Nach ihrer petrographischen Entwickelung müssen beide für Tithon gehalten werden. Sie liegen dann überkippt und der Gyps kann allenfalls dem Perm bezw. Röthidolomit zugezählt werden.

Am Nordfuss des Mariensteines bei 1230 m Höhe steht Liasschiefer an, der anscheinend unter den Tithonkalk einfällt, ähnlich wie das am Rätschenhorn der Fall ist. Von da ab würde also alles, was am Bache aufwärts ansteht, zur Ueberschiebungsdecke gehören, die aber vielleicht in Folge des Serpentindurchbruches in sofern eine locale Störung erfahren hat, als der hangende Muldenflügel im Norden des Serpentines ins gleiche Niveau wie der liegende Flügel südlich des Serpentines gerathen ist.

Gegen Westen liegt die Ueberschiebungsdecke bedeutend höher, wie das Vorkommen von Liasschiefer bei Ried

in 1500 m Höhe und bei Station Laret in 1530 m Höhe beweist. Das ergibt eine Höhen-Differenz von über 300 m, zu deren Erklärung wir uns für berechtigt halten anzunehmen, dass hierzwischen die Verlängerung der Verschiebung Tilisuna-Klosters falle.

Die Casanna und Cotschna.

Dieser stattliche und vielgestaltige Berg gehört zu dem Verwickeltsten, was diese Gegend bietet. Gneiss, Sernifit, Röthidolomit, Quartenschiefer, Buntsandstein, Gyps, Liasschiefer und Serpentin sind scheinbar ganz regellos zum Baue verwendet und der Kartenmaasstab von 1 : 50000 ist viel zu klein, um diesen Berg genau geologisch aufzunehmen. Aber trotzdem darf man sagen, dass Theobald auf seiner Karte diese Sachlage noch schlimmer erscheinen lässt, als sie ist, weil er die massenhaft am Fuss dieses Berges herumliegenden Absturzhaufen ebenfalls als Anstehendes eingetragen hat.

Das Felsgerüste der Casanna sitzt auf einem breiten, sanfter geböschten Sockel auf, der mit Wald und Alpweiden bedeckt ist. Dieser Sockel wird ausschliesslich von Bündnerschiefern aufgebaut, die nach SO einfallen. Sie gehören zum Lias und nur im NW auf der Grenze zwischen der Casanna und Duranna-Alp stellt sich auch der fucoidenführende Flysch ein, der entsprechend dem Baue des basalen Prätigauer Gebirges unter den Lias einfällt. Die Felsmassen der Casanna liegen also auf den Schichtköpfen des Lias discordant oben auf und diese Auflagerungsfläche erreicht bei Ried eine Höhe von über 1500, am Drostobel und bei der Casannaalp von 1900 westlich der Parsennfurka von über 2300 m. Obwohl die Höhenlage bei Ried etwas unsicher ist und zwischen 1500 und 1700 liegen kann, so ist es doch gewiss, dass die Auflagerungsfläche von W nach O geneigt ist mit etwa $7-9^{0}$.

Das aufgesetzte Felsgerüste beginnt auf der West- und NW-Seite mit Gneiss, der zwar meist verschüttet ist, aber unweit der Parsennfurka und bei den Casannahütten, wo ein alter Stollen darin aufsetzt, ansteht. Darüber liegt, nicht sehr mächtig, Sernifit und dann der Röthidolomit, der die grauen aber hellgelb angewitterten zackigen Felsen des Berges aufbaut. Rauhwacken begleiten ihn und erzeugen auf den Höhen allerlei seltsame menschenähnliche Felsgebilde. Die Lagerung des Dolomites ist keine regel-

müssige, er ist aufgerichtet und verbogen, auch von Bruchspalten durchsetzt, durch welche besonders auf der Ostseite beim Grünhorn kleine Partien der schwarzen Liasschiefer in den Dolomit eingesunken sind (Fig. 42). Am Südwestende der Casanna beim Gipfelpunkt 2525 haben wir es mit einem deutlichen liegenden Muldenstück zu thun. Auf dem Gneiss liegt Sernifit und Röthidolomit flach östlich fallend, darüber Liasschiefer mit eingelagertem polygenem Conglomerat und zu oberst als Gipfelkappe wiederum Gneiss (Fig. 43).

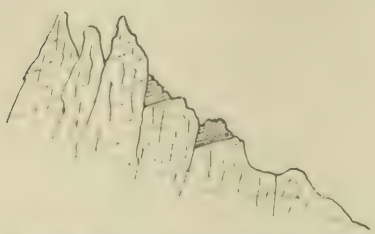


Fig. 42. Oestlicher Kammausläufer des Grünhornes mit schwarzen Liasschiefern auf Röthidolomit.

Fig. 43. Südlicher Ausläufer der Casanna. g Gneiss, v Sernifit, r Röthidolomit, l Lias, f Flysch, ç Serpentin. 1:25000.

Im Süden und Osten endet der Dolomit der Casanna plötzlich an einer Verwerfungsspalte, die von Westen über die Parsennfurka herüberstreicht und die eben beschriebene liegende Mulde mit dem Serpentin des Schwarzhornes in direkten Contact bringt. Weiterhin grenzt sie mit nordöstlicher Richtung die Parsennalp gegen die Casanna ab und durchschneidet dann den Kamm zwischen Grünhorn und der Cotschna in nördlicher Richtung. Die östlich anstossende Cotschna besteht aus Gneiss, Röthidolomit, jaspisführendem Quartenschiefer und Lias, die ebenfalls eine liegende Mulde wie die Casanna formen. Dieselbe unterscheidet sich aber von derjenigen der Casanna dadurch, dass der Röthidolomit nur ganz schwach, die Quartenschiefer aber sehr mächtig entwickelt sind.

Die höchsten Punkte der Parsennalp am Nordrand der Cotschna bestehen aus südlich einfallendem Gneiss, darunter liegen die rothen radiolarienführenden Quartenschiefer und dann der Lias. Am Ost- und Nordabfall streichen unter diesem Lias die liegenden Quartenschiefer, die aber nur stellenweise vorhanden sind, und der Gneiss

aus. An der Grenze gegen die Casanna gewinnt der sonst verhältnissmässig schmale Liaskern an Bedeutung und bildet einen gegen den Drostobel sich herabziehenden Höhenzug. An die nördlichen Steilwände der Cotschna ist im Osten ein mächtiges Lager von Röthidolomit mit eingefalteten Liaskernen, die sich durch Führung von Conglomeraten auszeichnen, auf einer anscheinend vertikalen Bruchfläche angelagert. Weiter im Westen besteht diese angelagerte Masse (Fig. 44) nur zur Hälfte aus diesem Dolomit der noch von Buntsandstein mit Gyps überlagert sowie von Quartenschiefer und Lias unterlagert wird, so dass er also als ein Gewölbekern erscheint, der aus ursprünglich höherer Lage abgesunken ist.

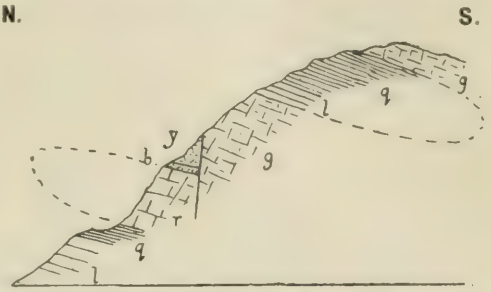


Fig. 44. Nordhang der Cotschna: g Gneiss, r Röthidolomit, q Radiolarienführende Quartenschiefer, b Buntsandstein, y Gypslager, l Liaskalkschiefer.

Der ganze Zugwald von Bünde bis Ried besteht aus einem grossen Blockmeer, das bis Klosters herabreicht. Die Blöcke sind hauptsächlich Dolomit, Liasschiefer und Conglomerate. In den letzteren kommen auch Kalkgerölle mit Bivalvenschalen vor, die lebhaft an die Koessener Schichten erinnern und zeigen, dass die Ablagerungen der oberen Trias schon zur Liaszeit zerstört worden sind.

Diese Blockmeere verdanken postglacialen Bergstürzen ihre Entstehung, wie man sich leicht am Wege, der von Klosters nach Bünde führt, überzeugen kann. Die Blockanhäufungen liegen da deutlich auf den mächtigen Moränen, welche das Gehänge bedecken. Am Nordhang des Gebirges machen sich besonders drei Abbruchnischen bemerkbar, die eine unter der Cotschna beim Gypskilchle, die andere bei Matt und die dritte bei den alten Erzgruben der Casanna. Dem entsprechend wechselt auch die Gesteinsbeschaffenheit in dem Blockmeere. Unter der Casanna z. B. findet man fast nur Röthidolomit und selten Lias, darunter die früher erwähnten rothen Kalkblöcke mit Belemniten. Im Zugwald unter Matt ist verhältnissmässig viel Gneiss und Sernifit zu finden, während die zahlreichen Conglomeratblöcke unter der Cotschna angetroffen werden. Immer aber ist es das Deckgebirge, welches abgebrochen ist, wahrscheinlich nachdem die Erosion den Sockel des

basalen Schiefergebirges zu stark angefressen hatte, so dass es die Decke nicht mehr tragen konnte.

Die Sedimentgesteine der Cotschna grenzen im Süden bei der Schwarzseealp an den Serpentin an und verlängert man die Contactlinie nach Westen, so fällt sie mit derjenigen zusammen, welche auf der Parsennfurka die liegende Mulde des Gipfels 2525 vom Serpentin trennt.

Das dem Serpentin nördlich vorliegende Gebirge der Casanna und Cotschna stellt, wenn wir von den untergeordneten Störungen absehen, eine liegende Mulde dar, deren Umbiegung aber weiter im Osten oberhalb Selfranga zu suchen ist. Sie ist also ebenfalls nur ein Theil jener langen liegenden Mulde, die wir von den Kirchlispitzen an bis zum Davoser See bereits verfolgt haben.

Der Serpentinstock der Todtalp.

Dieser Serpentinstock ist wohl der grösste Graubündens. Er hat eine Oberflächenausdehnung von rund 10 □km und culminirt im Schwarzhorn (2672 m). Seine nördliche Grenze haben wir bereits kennen gelernt, im Westen stösst er an den Dolomit des Weisshornes, im Süden an den Gneiss des Mittelgrat und im Osten ist seine Grenze unsicher, weil die Moränen-Hügel der Drusatscha das Anstehende verdecken, aber im Osten des Davoser Thales steht wieder Gneiss an.

Diese Serpentinmasse sitzt also mitten in dem übergeschobenen Deckgebirge und schliesst auch grössere und kleinere Schollen desselben ein. Auf der Parsennalp sind es grosse Massen von Liasschiefer, die durch den Serpentin zum Theil roth gefärbt worden sind. Aber auch jaspisführender Quartenschiefer kommt darin vor. Dass der Serpentin ebenso das basale Schiefergebirge durchsetzt, beweisen die gangförmigen Massen zwischen der Weissfluh und der Zähnjefluh, die im basalen Liasschiefer liegen. Dahingegen muss bemerkt werden, dass die Serpentinausläufer, welche Theobald vom Schwarzhorn nach Norden in den basalen Schiefer der Casannaalp hineingezogen hat, nicht existiren, es sind nur Blockanhäufungen, die vom Schwarzhorn stammen.

Jedenfalls ist also der Serpentin erst nach erfolgter Ueberschiebung durch die Gebirgsdecke emporgedrungen. Aber die scharfe und geradflächige Grenze gegen das nördliche Kalkgebirge auf der Parsennalp sowie auch am

Laretbach bei Selfranga macht es sehr wahrscheinlich, dass gewisse Verwerfungen erst nachher eingetreten sind und auch den bereits vorhandenen Serpentin mitbetroffen haben.

Jennings hat (l. c. 1899 Fig. 4) bei der Eisenbahnstation Laret den Serpentin im Contact mit den liasischen Conglomeraten beobachtet, er entscheidet sich aber nicht, ob diese Berührung Folge des Durchbruches des Serpentines oder einer Gebirgsverschiebung sei.

Die Lenzerhornkette.

Vom rein orographischen Standpunkte aus betrachtet wird man unbedenklich die Casanna und das Schwarzhorn als die nördlichsten Gipfel einer langen Gebirgskette auffassen können, die parallel zum Landwasserthal in südwestlicher Richtung über Schiahorn, Strelapass, Küpferfluh, Mädrigerfluh, Thiejerfluh, Schiesshorn, Sandhubel und Piz Naira zum Lenzerhorn hinzieht und dort jäh an der Niederung der Lenzerheide ihr Ende findet. Durch den Piz Naira ist sie mit der Rothhorn-Kette verwachsen, die in den beiden Rothhörnern culminirt und sich nordostwärts über das Erzhorn und Aelpliseehorn bis zum Schafrücken erstreckt, wo sie vom Welschtobel abgeschnitten ist. Durch die Arosaerfurka ist das Parpaner Rothhorn und damit die ganze Rothhorn- mit der Weisshornkette verknüpft, welche jedoch nicht in gleicher Weise den geschlossenen Charakter einer Kette zur Schau trägt und gegen Arosa eher das Bild eines berggekrönten Hochplateaus zur Schau trägt. Ihr gehören die beiden Weisshörner, das Plattenhorn und Brüggerhorn an.

Das südliche Plessurgebirge erscheint danach in Form von drei nordöstlich streichenden Ketten, die im Westen zusammenhängen, nach NO aber frei auslaufen, wobei die südlichste Kette eine fast dreimal grössere Länge wie die anderen erlangt.

Erst wenn wir die geologischen Verhältnisse mit in Betracht ziehen, fällt eine Eigenthümlichkeit der Lenzerhornkette auf, die darin besteht, dass sie von der Küpfenfluh bis zum Sandhubel gedoppelt ist. Eine merkwürdige Längsfurche liegt dem Höhenzug obenauf eingesenkt und wird auf der südöstlichen Seite von einem Kamme begrenzt, der in dem Wannengrat, Körbshorn, der Amselfluh, Strehl, dem Valbellahorn, Sandhubel und Gugernell culminirt. Dieser Kamm ist die Wasserscheide zwischen Land-

wasser und Plessur und in Folge dessen wird jene Längsfurche durch kurze Querrisse, welche den gegenüberliegenden nordwestlichen Kamm durchschneiden, nach der Plessur hin entwässert. Auf diese Weise ist letzterer in eine Reihe einzelner Felsklötze aufgelöst, die lebhaft an die Dolomitberge Südtirols erinnern und nicht wenig zu der vielgepriesenen landschaftlichen Schönheit Arosas beitragen. Es sind das die Küpferfluh, Mädrigerfluh, Thiejerfluh, das Furka- und Schiesshorn und die Leidfluh. Die westliche Fortsetzung jener Kammfurche erkennen wir ferner in der Furcletta und dem Joch, das den Piz Musch von dem Piz Naira trennt, so dass also das Lenzerhorn zu dem südlichen Kamme gehört, während Piz Miez und Naira ebensowohl mit dem nördlichen Kamme als auch durch ihren nördlichen Ausläufer mit der Rothhornkette verbunden erscheinen.

In der That gehört geologisch gesprochen der nördliche Kamm zur Rothhornkette und bildet mit dieser den mächtig entwickelten unteren Flügel jener liegenden rhätischen Mulde, dem wir von den Kirchlispitzen an bis zur Casanna bisher gefolgt waren. Der südliche Kamm der Lenzerhornkette hingegen besteht aus einem tieferen südlichen Theil dieses Muldenflügels, der auf einer nach südost geneigten Fläche über den nördlichen Theil heraufgeschoben und so in eine bedeutend höhere Lage gekommen ist. Der Ausstrich der Schubfläche fällt genau in jene Kammfurche und erklärt dieselbe orogenetisch.

Schiahorn und Küpferfluh.

Von diesen zwei durch den Strelapass von einander geschiedenen Bergen habe ich nur den Nordfuss untersucht. Er besteht aus Gneiss, der an der Küpferfluh von Sernifit und sonst von einem mächtigen Zug von Röthidolomit überlagert ist. Dieser Aufbau stimmt genau mit demjenigen der Westseite der Casanna überein und ist offenbar dessen von dem Serpentin der Todtalp unterbrochene Fortsetzung. In wie weit auf den Gipfeln auch noch Trias über dem Dolomit liegt, muss späteren Untersuchungen zur Feststellung vorbehalten bleiben. Die Schichten fallen nach SO ein. Die Gneissunterlage streicht über den Schafläger und Mittelgrat um das Schiahorn herum und senkt sich zu den Ufern des Davoser Sees, wo sie den unteren Flügel der schon beschriebenen Seehorn-Mulde bildet.

Im Nordwesten fällt die tiefe Lage des Dolomites des Haupter-Hornes und der Weissfluh auf, welcher ebenfalls nach SO geneigt ist. Sie findet ihre Erklärung in dem Vorhandensein einer Verwerfung, welche in süd-nördlicher Richtung das Haupterthäli heraufstreicht und über die Parsennfurka in die schon geschilderte Bruchspalte übergeht, die Casanna und Cotschna von einander trennt.

Die Mädrigerfluh.

Der Gneiss, welcher die Unterlage der Küpferfluh bildet, zieht ohne Unterbrechung über den Küpferbach nach Wangeck herauf. Seine nördliche Grenze, mit welcher er an Serpentin anstösst, bildet auf der Karte eine so gerade Linie, dass sie direct als eine westsüdweststreichende Bruchfläche bezeichnet werden muss, die wahrscheinlich als eine Fortsetzung der Spalte Haupterthäli-Parsennfurka anzusehen ist.

Von Wangeck wendet sich der Gneiss im Bogen um das karartige Thal der Mädrigeralphütten herum und lässt sich ohne Unterbrechung bis oberhalb der Thiejenhütten verfolgen. Er trägt den Röthidolomit der Mädrigerfluh, auf dem weiter oben auch Glieder der Trias ruhen sollen, die ich aber nicht untersucht habe. In dem Mädriger Thalkessel ist auch die Unterlage des Gneisses sehr gut aufgeschlossen. Es ist Liasschiefer des basalen Gebirges. Die Ueberschiebungsfläche ist hier nicht einfach, sondern besteht aus einer Reihe von Schuppen, so dass (Fig. 45) an einigen Stellen der Liasschiefer dreimal übereinander erscheint, jedesmal von Gneiss oder Röthidolomit überlagert. Es ist das eine Stelle, die dem Besuche der Geologen nicht genug empfohlen werden kann. Nur darf man es sich nicht verdriessen lassen über schüttige Schutthalden bis an die anstehenden Felsen heraufzusteigen. Einfacher liegen die Verhältnisse in einem kleinen Thalkessel im Westen (Fig. 46), wo eine kleine Quelle auf der Ueberschiebungsfläche entspringt und gegen NW basaler Schiefer und Gneiss von einem Basaltgang abgeschnitten werden, der wiederum die Fortsetzung der obigen Verwerfungsspalte bezeichnet.

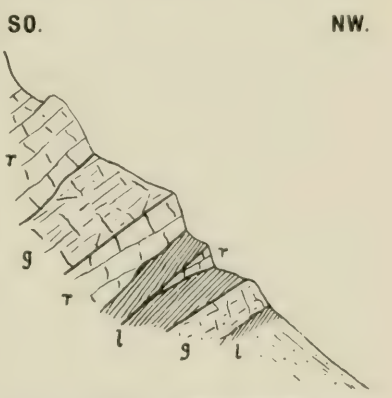


Fig. 45. Nordwand der Mädrigerfluh. g Gneiss, r Röthidolomit, l Lias.

Theobald hat den Dolomit der Mädrigerfluh für Hauptdolomit genommen und zwischen ihm und dem Gneiss Arlbergschichten und Muschelkalk eingezeichnet, wovon aber nichts zu sehen ist. Wahrscheinlich hat er von der

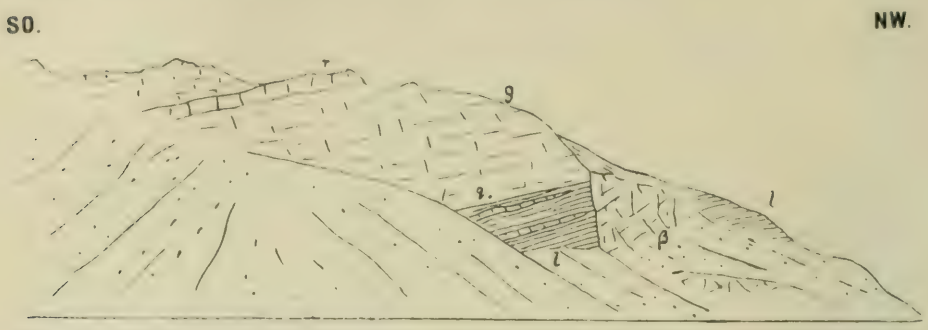


Fig. 46. Tschuggen am Fuss der Mädrigerfluh. g Gneiss, r Röthidolomit, l Lias, β Basaltgang, q Quelle.

Höhe herabgefallene Stücke für Zeichen von Anstehendem genommen, ein Verfahren, dem er öfters zum Opfer gefallen ist.

Thiejerfluh und Furkahorn.

Die Felswände dieser beiden zu einem grossen Massiv verbundenen Gipfel sind von Schutthalden umsäumt und wo sie aus denselben auftauchen, bestehen sie aus Röthidolomit, der erst hoch oben die Triasdecke trägt. Nur auf dem Vorsprung gegen Grünseeli bei 2100 m Höhe schaut unter dem Dolomit noch der Gneiss hervor, dessen Schutthalden weit herab gegen die Furkaalp reichen. Theobald hat ihn nicht gekannt, jedoch die Trias soweit herab als anstehend gezeichnet als die Schutthalden gehen, unter denen aber bereits an mehreren Orten die Liasschiefer des basalen Gebirges anstehen. Grosse Serpentinmassen stossen von Norden her an den Dolomit der Thiejerfluh am Thiejer-Haupt und an den Gneiss des Furkahornes und zwar in derselben Weise, wie es bei Tschuggen der Basalt und bei Küpfen der Serpentin thut, so dass wir hier wie dort das Vorhandensein einer Bruchspalte annehmen dürfen.

Schiesshorn, Leidfluh, Sandhubel und Valbellahorn.

Der Röthidolomit des Furkahornes setzt herüber in die Basis des Schiesshornes und der Leidfluh. Darüber liegen die triasischen Kalke und Dolomite. Folgt man dem Fusssteig, der neben dem Alteinbach nach dem Alteiner Tiefenberg heraufführt, so durchquert man die ganze Trias

in sehr bequemer Weise und findet über dem Röthidolomit zunächst den Muschelkalk, dann den weissgesprenkelten Dolomit und zuletzt die Koessener Schichten. Alle Schichten fallen nach S und SO ein. Auf Alteinen sieht man, wie die Trias sich langsam am Ostgehänge gegen den Gipfel des Schiesshornes heraufzieht. Es besteht eine Discordanz zwischen ihr und dem Röthidolomit, die man aber deutlicher aus der Ferne feststellen kann. Blickt man von Arosa auf den stolzen Kegel des Schiesshornes (Fig. 47), so gewahrt man, dass die Röthidolomitbänke steiler einfallen als die der Trias. (Profil 8, Einlage III).

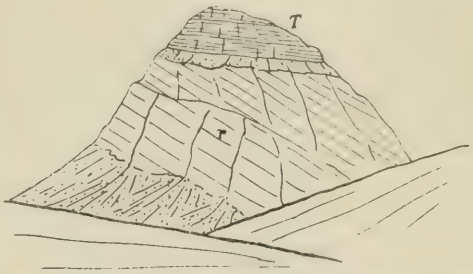


Fig. 47. Das Schiesshorn von Arosa-Culm aus gesehen. r Röthidolomit, T Koessener Schichten.

Hat man endlich die Oberstafel von Alteinen oder den sogenannten Tiefenberg erreicht, so steht man zwar auf den höchsten Schichten der Trias, aber trotzdem ragen von Neuem die stolzen Höhen des Valbellahornes und Sandhubels vor einem auf, ebenfalls mit südöstlichem Einfallen der Schichten, aber dieselben bestehen von unten nach oben aus Sernifit und Quarzporphyr des Sandhubels und aus Buntsandstein, Rauhwacke, Muschelkalk und triasischem Dolomit des Valbellahornes. Alles das liegt auf der von uns bereits erstiegenen Trias oben drauf in Folge einer nicht sehr flachen Ueberschiebung, deren Neigung man aus der Ausbisslinie annähernd bestimmen kann. Wir befinden uns jetzt in jener Längsfurche der Lenzerhornkette, welche theilweise durch den Alteinerbach entwässert wird. Durch einzelne Querausläufer des die Furche in SO begrenzenden Kammes wird diese Längsfurche in mehrere Theilstücke gegliedert, von denen jedes seinen besonderen Abfluss nach Norden hat. Der Alteiner Tiefenberg mit seinem flachen See ist eines dieser Theilstücke.

Die Furcletta und das Lenzerhorn.

Die Längsfurche des Alteiner Tiefenberges wird nach SW durch den nördlichen Hang des Sandhubels von der Einsenkung Murterus abgegliedert und ein ähnlicher Vorsprung des Bleiberges gliedert Murterus von der Alp Ramoz ab. Immer ist es — auch in dem nordöstlichen Theil dieser Längsfurche Sernifit oder Buntsandstein, der

diese Abgliederung verursacht und dabei in Folge von Ueberschiebungen auf jüngeren Gliedern der Trias liegt (Profil 9). Von Alp Ramoz führt ein Jochübergang — die Furcletta, nach Telf im Hintergrund des Alvaneuer Thales. Da ist dann die Ueberschiebung der Trias und des Sernifites über die Koessener Schichten in ausgezeichneter Weise (Profil 10) zu beobachten. Das hat bereits J. Böhm (1895 S. 554) mitgetheilt und seine Vermuthung, dass die unter dem Sernifit von Bleis Palusas und über den Koessener Schichten liegenden, mit rauhen Kalkbänken wechsellagernden schwärzlichen Mergelschiefer bereits zum Lias gehören, erscheint nicht unwahrscheinlich, bedürfte aber doch erst des palaeontologischen Beweises.

Auf der Westseite des Telfer Thalkessels setzt der Sernifit nach W fort und bildet den Culmet, während die nördlich darunter liegenden Kalke der obersten Trias oder

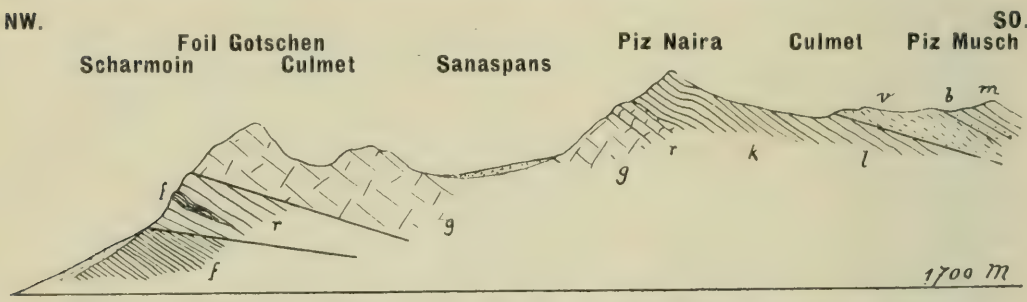


Fig. 48. 1:50000. g Gneiss, v Sernifit, r Röthidolomit, b Buntsandstein, m Muschelkalk, k Koessener Schichten, l Lias, f Flysch.

dem Lias angehören und durch Piz Naira unmittelbar mit denjenigen der Furcletta verbunden sind. Ueber dem Sernifit des Culmet baut sich mit südöstlicher Neigung die Trias zum Piz Musch auf, der sich direct an das Lenzerhorn anschliesst.

Wie sich der Piz Musch mit seiner Sernifitbasis gegen Norden auf die Koessener- bezw. die Liasschiefer legt, so thut es auch die Gipfelpyramide des Lenzerhornes gegen NW. Man übersieht die Auflagerung sehr gut von der Alp Sanaspans aus. Die Basis besteht zu oberst aus schwärzlichen Schiefern wie die der Furcletta, darunter liegen die Koessener Kalke und dann sofort Röthidolomit, Sernifit und Gneiss.

Während uns also der Alteiner Bach über dem Röthidolomit die ganze Trias mit Ausnahme des Buntsandsteins zeigte, sind hier davon nur die Koessener Schichten vorhanden. Das gleiche gilt aber auch für Piz Naira, wo

ebenfalls der Röthidolomit des Piz Miez und gegen das Arosaer Rothhorn an der Lenzer Aufstiegroute sogar direct der Gneiss das Liegende der Koessener Kalke bildet.

Am Westfuss des Lenzerhornes kommt unter dem Gneiss merkwürdiger Weise nochmals Röthidolomit zum

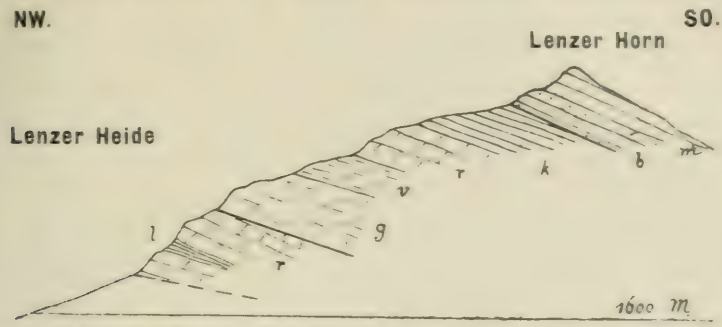


Fig. 49. 1:50000. g Gneiss, v Sernifit, r Röthidolomit, b Buntsandstein, m Muschelkalk, k Koessener Schichten, l Liaskalk.

Vorschein, der aber nicht wie der Gneiss nach NO sondern S-N streicht und muldenförmig rothen Liaskalk, weiter im Norden auch Koessener und Flysch einschliesst. Die Auflagerungsfläche des Gneisses ist nach O geneigt und eine Ueberschiebungsfläche. Es ist das ein neues tektonisches Element, das auf den Westrand des Plessurgebirges beschränkt ist und in seiner Bedeutung erst später gewürdigt werden soll.

Die Rothhornkette.

Der Gneiss des Piz Miez streicht aus der Lenzerhornkette ohne Unterbrechung nordwärts in die Rothhornkette herüber bis zum Gipfel des Arosaer Rothhornes. Von dort breitet er sich gewaltig aus und formt zusammen mit den Hornblendegesteinen das Bergland, welches in den zwei Rothhörnern, dem Aelplihorn und Foil Gotschen culminirt. Zugleich zieht er sich auf der Nordseite als Basis der Kette unter dem Erzhorn hin und taucht unter den mächtigen Schutthalden noch mehrere Male am Fuss des Schafrücken auf. Darüber liegt der Röthidolomit, der am Schafrücken mächtig entwickelt ist und bis zur Kammhöhe heraufreicht, unter dem Erzhorn nur noch ein schwaches Band bildet, das am Rothhorn fast schon auskeilt, gegen Piz Naira endlich ganz verschwindet und erst am Piz Miez wieder grössere Mächtigkeit erlangt. Auf diesem Dolomit liegt die Trias, welche die Gipfel des Aelpliseehorn und Erzhorn bildet. Aber diese Auflagerung ist nicht so einfach wie

bei Alteiner in der Lenzerhornkette (Profil 8). Zunächst sind es nicht die unteren Glieder der Trias, sondern die Koessener Schichten, die in Folge der im I. Theil besprochenen Trias-Transgression direct auf dem Röthidolomit zur Ablagerung gekommen sind. Ueber ihnen freilich stellen sich dann die tieferen obertriasischen Dolomite ein, die den Gipfel des Erzhornes aufbauen und auf dem Südhang dieses Berges neuerdings von Koessener Schichten bedeckt werden, welche sich bis in die Tiefe des Welschtobels herabsenken (Profil 9) und dort als die westliche Fortsetzung des Koessener Zuges aufzufassen sind, die bei Alteiner zu oberst liegen. Daraus ergibt sich aber mit Sicherheit, dass das Erzhorn aus einer nach NW überkippten Mulde und einem sich darüberlegenden Sattel besteht. Diese Falte streicht jedenfalls bis zum Schafrücken vor, doch habe ich sie dort nicht genauer untersucht. Zahlreiche Koessener Mergelkalke mit Versteinerungen fand ich jedoch am Ostende dieses Zuges im Wald in einiger Höhe über dem Alteinerbache, was für diese Auffassung spricht, der zu Folge also die Koessener Mulde des Erzhornes von der Nordseite des Kammes gegen Osten auf die Südseite herüberkommt und am unteren Ende des Welschtobels unter den mächtigen Schuttmassen verborgen liegen muss. Umgekehrt ziehen sich die Triasschichten von Alteinen als Südflügel des Erzhorn-Sattels im oberen Theil des Tobels in die Rothhornkette herüber und bilden den Südhang des Erzhornes. Westlich vom Erzhorn trifft man von der Trias nichts mehr als Koessener Schichten aber in scheinbar ungewöhnlich grosser Mächtigkeit. Es ist das natürlich nur Folge der Faltenbildung, welche hier die Koessener Schichten dreimal aufeinander gelegt hat. (Profil 10.)

Die Weisshornkette und das Arosaer Hochplateau.

Innerhalb unseres ganzen Untersuchungsgebietes ist dieser Theil ohne Zweifel für das tektonische Verständniss der schwierigste. Alle Formationen sind hier vertreten, aber sie liegen meist nur in kleinen Partien scheinbar regellos durcheinandergewürfelt und von Moränen und Schutthalden vielfach überdeckt.

Um Klarheit über ihre Anordnung zu gewinnen, ist es zuerst nöthig die Grenze zwischen dem basalen liasischen Schiefergebirge und dem triasischen Deckgebirge festzustellen. Wir wollen am Nordrande damit beginnen. Der

Gneiss des Schwarzhornes liegt auf dem an polygenen Conglomeraten reichen Lias des Gürgaletsch und Alpsteines auf. Die Auflagerungsfläche ist eine schon von ferne als solche erkennbare, nach Norden ansteigende Ebene, deren Ausstrichlinie sich demgemäss von der Kammhöhe gegen das Urden-Thal gegen Süden zurück und auf der östlichen Thalseite wieder nach Norden vorzieht bis zum Carmennapass am Plattenhorn. Das überschobene Deckgebirge besteht nach Theobald (siehe Profil 10) von unten nach oben aus Gneiss, Sernifit und Röthidolomit, wenn man unsere stratigraphische Deutung zu Grunde legt; aber diese Serie wiederholt sich mehrfach übereinander. Am Plattenhorn, wo ich diese Verhältnisse genauer untersucht habe, klärte sich diese Wiederholung in folgender Weise auf (s. Profil 9). Neben dem Carmennapass liegt discordant über dem liasischen Schiefer eine nicht sehr mächtige Lage von Röthidolomit, dessen Bänke mässig steil nach SO einfallen. Darüber folgt Gneiss und von Neuem der Dolomit, der bis zur Spitze des Plattenhorn heraufreicht, aber in halber Höhe eine schmale Zone schwarzen Schiefers einschliesst, der wahrscheinlich liasisch ist, doch auch dem Flysch angehören könnte. Gneiss und Schiefer sind dem Dolomit in einer Weise eingelagert, dass es am wahrscheinlichsten ist, sie seien eingefaltet und der Gneiss bilde einen liegenden Sattel, der Schiefer eine Mulde darin. Schubflächen, wie wir sie am Fuss der Mädrigerfluh gesehen haben, sind hier nicht zu erkennen.

Der Dolomit des Plattenhornes setzt in denjenigen des Arosaer Weisshornes nach Osten fort, obwohl eine kleine später zu besprechende Querverwerfung durch den Carmennapass streicht. Auf der NW-Seite dieses Berges, wo er mit über 100 m hohen Steilwänden abstürzt, sieht man wie der basale Liasschiefer, der erst nur unten am Fusse der Felswände ansteht, sich langsam erhebt und von rechts nach links (Fig. 50) durch die Felswände aufsteigt, bis er endlich deren Krönung in 2400 m erreicht hat. Die Ueberschiebungsfläche besitzt

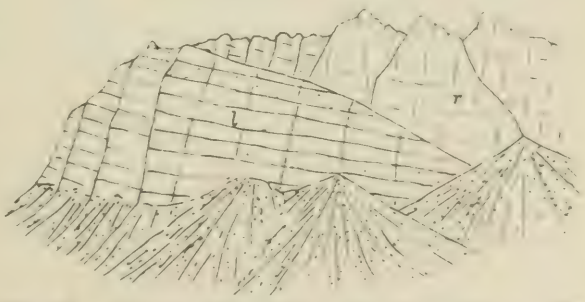


Fig. 50. Arosaer Weissborn, Nordwestfuss. r Röthidolomit, l Lias.

somit hier wieder die gleiche Höhe wie am Schwarzhorn, nachdem sie im Urdenthal bis auf 2150 herunter gesunken war. Nun aber weiter gegen Osten fällt sie von Neuem, hat bei Scheideck, wo der basale Liasschiefer noch von einer kleinen Kappe von Röthidolomit bedeckt ist, 2100, bei Maran 1850—1800 und bei Arosa nur noch 1620 m Meereshöhe. Ihren höchsten Punkt erreicht sie also im NW, ihren tiefsten im SO, doch sie ist anscheinend keine ebene Fläche sondern zeigt Verbiegungen und wohl auch Senkungen durch Verwerfungen.

Das Parpaner Weisshorn und das Plattenhorn.

Die Furka, welche von Parpan nach Arosa führt, fällt mit einer Verwerfung zusammen, die die Weisshornkette von der Rothhornkette trennt. An den Gneiss des südlichen Rothhornes stösst (Fig. 2 S. 6) längs einer vertikalen von O nach W streichenden Fläche dünnplattiger heller Kalk, der nach Süden also gegen jene Grenzfläche einfällt. Einige Einlagerungen von röthlichem Kalk mit Apiocrinusstielgliedern machen es wahrscheinlich, dass diese Schichten dem Lias angehören. Darunter liegt eine dünne Lage von Röthidolomit, die in der Tiefe etwas anschwillt und auf ihrer Unterseite von rothen und grünlichen jaspisführenden Thonschiefern begleitet wird, die selbst auf Koessener Schichten ruhen, welche den ziemlich scharfen Kamm der Furka bis zum Röthidolomit des nördlich gelegenen Weisshornes bilden. Sie liegen nicht einfach, sondern zeigen deutlich eine Fältelung, legen sich dann aber gegen Norden auf eine dünne Lage von rothem jaspisführendem Thonschiefer und den Röthidolomit auf, so dass ihre muldenförmige Lagerung zwischen dem Dolomit unverkennbar wird. Diese Mulde biegt sich gerade noch im Süden zu einem nach Nord überkippten Sattel um, ehe sie von jener Verwerfungsspalte abgeschnitten wird. Der nach Norden aufsteigende liegende Muldenflügel des Weisshorn-Dolomites schliesst weiter oben neuerdings eine schmale Mulde schwärzlicher Koessener Schichten ein (Profil 10), die durch die Steilwände der Nordseite dieses Berges streicht und sich auf der Ostseite südwärts ins Aelpli herabzieht, wo sie leicht zugänglich ist und sich als sehr versteinerungsreich erweist (Fig. 3). Auf dem hangenden Flügel trennt sie eine dünne Lage von jaspisführendem Quartenschiefer von dem Röthidolomit, der also zwischen dieser und der Furka-Mulde

einen Sattel bildet, aus dessen First der Gipfel des Weisshornes besteht. Der Tschirpen, der eine östliche Verlängerung des Weisshornes ist und wie dieses aus Röthidolomit besteht, zeigt auf seiner Kammhöhe drei Ueberreste einer Decke von Koessener Schichten, die ebenfalls zu jener Gipfelmulde gehören und, da sie in Folge ihrer dunklen Farbe schon von weitem beobachtet werden können, vorzüglich erkennen lassen, wie die Koessener unregelmässig und discordant dem Dolomit auflagern.

Auf der Nordseite des Weisshorn und Tschirpen liegt der südlich einfallende Dolomit wieder auf jüngeren Schiefern auf, die auf Grund des von Theobald erwähnten Belemnitenfundes auf dem Urden-Fürkli wohl zum Lias gestellt werden müssen. Sie sind aber keinenfalls sehr mächtig, denn alsbald gelangt man in den fucoidenführenden Flysch, der die Schneide der Furka einnimmt und gegen Fineschs von rothem jaspisführendem Sernifit und dem Gneiss unterlagert wird. Von da bis zum Gipfel den Schwarzhornes, den ich aber nicht bestiegen habe, müssen nach Theobalds Angaben noch einmal Sernifit, Röthidolomit und Gneiss stets mit südlichem Einfallen folgen, so dass wir zwischen der Flyschmulde und dem Nordende des Deckgebirges noch eine Dolomitmulde hätten. Von der Arosaer Furka bis zum Schwarzhorn sind die Schichten also in 4 Mulden und 5 Sättel verbogen.

Gehen wir parallel dazu vom Tschirpen über den Hörnligrat zum Plattenhorn, so treffen wir dieselben Faltungen, nur dass die südlichste Falte der Arosaer Furka da nicht mehr nachweisbar ist. Sie ist von der südlichen Verwerfungsspalte bereits abgeschnitten worden. Der Hörnligrat besteht aus einer breiten Flyschmulde, in der aber mehrfach Basalt- und Serpentindurchbrüche erfolgt sind. Auf der Nordseite des Hörnlizahnes steht nochmals Flysch mit Fucoiden an, dann folgen kleine Reste des Röthidolomit-Lagers und die breite Gneisszone des Plattenhornes; alles fällt ziemlich steil nach SO, der Gneiss entspricht tektonisch genau demjenigen von Fineschs, mit dem er auch direct quer über den Urder Augstberg in Verbindung steht. Hinter und unter dem Gneiss folgt eine schmale Zone von Sernifit und dann der Röthidolomit des Platthornes, der, wie wir bereits auf Seite 123 mitgetheilt haben, auf der Nordseite der Steilwände eine schmale Liasmulde und weiter unten einen Gneisssattel einschliesst.

Erstere entspricht also genau der Dolomitmulde des Schwarzhornes.

Sie setzt auch nach NO ins Arosaer Weisshorn hinüber, wo sie auf der Nordseite mächtig entwickelt ist und sich durch Führung polygener Conglomerate auszeichnet, aber dieses Hinüberstreichen erfolgt nicht ganz regelmässig. Am Carmennapass nämlich, wo sie gerade ins Weisshorn einstreichen sollte, stellt sich statt dessen ein Gneisssattel ein — derselbe der auf der Südostseite des Platthornes auftritt und der, um auf den Carmennapass zu kommen, auf einer SO—NW streichenden Verwerfungsspalte um 300 m nach NW vorgeschoben werden musste. Die Liasmulde ist natürlich ebenfalls um diesen Betrag vorgeschoben worden.

Die Gesteinsschichten zeigen hier überall ein ostwestliches Streichen. Um so mehr muss es auffallen, dass an dem schuttbedeckten Westgehänge des Parpaner Weisshornes in einer Höhe von 2400—2460 m ein Felsrücken auftaucht, der ebenso wie die ihn aufbauenden Schichten ein nord-südliches Streichen besitzt. Im Jahre 1883 habe ich diesen auf dem Siegfriedblatt ganz richtig als anstehenden Felsen eingezeichneten Rücken besucht, leider aber es versäumt ihn neuerlich noch einmal zu untersuchen. Damals schon hatte ich den Eindruck gewonnen, dass kein normaler Zusammenhang zwischen diesen Schichten und denjenigen des Weisshornes, die rechtwinkelig daran anstossend gesehen werden müssten, wenn nicht grosse Schuttmassen den Contact verhüllten, besteht, sondern dass eine Verschiebung auf einer Bruchspalte dieselben kennt. Heute, nachdem ich die tektonischen Verhältnisse am Westrande des Lenzer Hornes kennen gelernt habe, erscheint es mir als sehr wahrscheinlich, dass dieser Felsrücken die nördliche Fortsetzung der ebenfalls Nord-Südstreichenden Mulde von Sanaspans und Foil Gotschen (s. Fig. 48 und 49) ist, so dass also auch hier die Masse des Weisshornes wie dort diejenige des Lenzerhornes von Osten her darüber heraufgeschoben ist. Von anstehenden Gesteinen notirte ich damals als Liegendes dunkeln Dolomit, der stellenweise theils Hornsteinknollen theils Encrinus-Stielglieder einschliesst und den ich für Muschelkalk hielt. Darüber liegen concordant und zum Theil durch Wechsellagerung damit verknüpft schwarze Kalkschiefer und -Platten, die wie der Dolomit steil nach Osten einfallen. Ich hielt sie für Ver-

treter der unteren Kemper, fand aber keine entscheidenden Versteinerungen darin.

Der Gyps, den schon Theobald von dort angibt, scheint bisher nur in losen Blöcken, aber nicht sicher anstehend beobachtet worden zu sein, so dass er möglicher Weise von der Höhe des Weisshornes abgestürzt sein könnte.

Joh. Böhm, der diesen Felsrücken 1895 untersucht und als Ochsenrücken bezeichnet hat, ist geneigt in den dunklen Schiefern Koessener Schichten, in dem Dolomit obere Trias zu sehen, indem er die Stielglieder mit Encrinus granulosus vergleicht.

Das Arosaer Weisshorn.

Das Arosaer Weisshorn besteht, wie wir oben gesehen haben, im Norden aus einer Mulde, im Süden aus einem Gneiss-Sattel, der Gipfel wird durch den Zwischenflügel

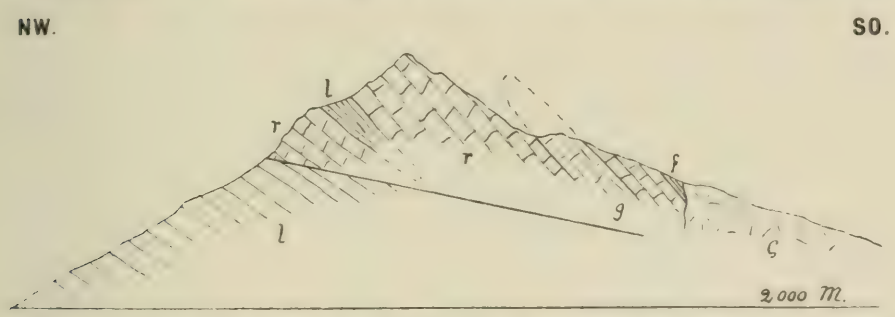


Fig. 51. Profil durch das Arosaer Weisshorn. 1:25000. g Gneiss, r Röthidolomit, l Lias, f Flysch, ς Serpentin.

beider, den Röthidolomit gebildet. Der Gneiss-Sattel wird von diesem Dolomit beiderseits eingeschlossen, und daran lehnt sich südwärts auch noch Flysch, der zwar von einem Serpentinstock alsbald abgeschnitten wird, aber jenseits desselben gegen Arosa herab noch weiter zum Vorschein kommt und zur Flyschmulde des Hörnligrates und des Urden Fürkli gehört. Dem entsprechend treffen wir am Nord-Fusse des Schafrückens auf der Mutta nochmals Liasschiefer als südlichen Muldenflügel anstehend, der dann aber an den Gneiss der Rothhornkette anstösst und von ihm auf jener Verwerfungsspalte abgeschnitten wird, die von der Arosaer Furka über den Aelplisee hierher streicht und sich nach Osten in die schon besprochene Verwerfung Küpfen-Parsennfurka fortsetzt.

Die Schiefer der Mutta habe ich zum Lias gestellt, doch wäre es nicht ausgeschlossen, dass sie auch noch dem Flysch angehören. Aber ich fand keinen Fucoiden darin. Oben bei Punkt 2213 setzt ein kleiner Serpentingang darin auf.

Das Brüggerhorn und der Tschuggen.

Der Gipfel des Brüggerhornes (Profil 8) besteht aus Liasschiefer mit eingelagerten Conglomeraten, die zum Theil nur Dolomit- und Kalksteingerölle, zum Theil aber auch in grosser Menge solche von rothem Quartenschiefer und Jaspis führen, denen sich auch Gneiss beigesellt. Die Schichten fallen ziemlich flach nach SO ein. Auf dem nach NW vorgeschobenen Gipfelkamme des Hornes liegen noch vereinzelte Reste von Röthidolomit und Gneiss, die ohne Zweifel ehemals den Lias ganz bedeckten und dies am SO-Fusse des Berges gegen die mittleren Sattelhütten zu bei steilerem Einfallen auch heute noch thun. Da ausserdem auf der Ostseite des Berges unter dem Liasschiefer der Dolomit als mächtiges Lager zum Ausstrich kommt, so stellt das ganze Horn eine stark nach NW überkippte Mulde dar, die als Kern Lias einschliesst und von Röthidolomit und Gneiss umhüllt wird. Zwischen dem Dolomit und dem Lias trifft man ab und zu auch noch dünne Lagen von rothem jaspisführendem Quartenschiefer. Starke Serpentindurchbrüche, die sich zum Theil auch noch in das Weisshorn hinüberziehen, umsäumen diese Mulde im Norden und verhüllen die Auflagerung derselben auf dem basalen Schiefergebirge, welche wir auf der Nordseite des Weisshornes so deutlich (Fig. 50) beobachten konnten.

Auf der Westseite des Brüggerhornes stösst in einer flachen Thaleinsenkung, in der der gewöhnliche Fussweg auf das Weisshorn heraufführt, der Liasschiefer an dem Gneiss-Sattel des Weisshornes ab, wodurch bewiesen wird, dass zwischen beiden eine Verschiebung stattgefunden hat. Schöbe man das Weisshorn um den Betrag von 300 m nach SO zurück, so wäre nicht nur der normale Zusammenhang der Falten mit dem Plattenhorn, sondern auch mit dem Brüggerhorn hergestellt und die Liasmulde des Weisshornes ginge im Streichen in die des Brüggerhornes über. Der Gneiss am SO-Fuss dieses Berges gehört also zum Gneiss-Sattel auf der Südseite des Weisshornes und Plattenhornes.

Nach Süden treten bei den mittleren Sattelhütten wieder breite Serpentindurchbrüche auf und erst jenseits der Hütten am Weg zum Arosaer Tschuggen stossen wir auf fucoidenführenden Flysch, der also im Hangenden des Gneiss-Sattels liegt und die östliche Fortsetzung der Flyschmulde von dem Hörnli und der Urdenfurka darstellen muss. Auf ihn legt sich die flach nach SO geneigte und von einzelnen Dolomitlappen noch bedeckte Gneisskappe des Tschuggen auf, die auf dem Südgehänge von Neuem von Serpentin abgeschnitten ist, auf welchem das Sanatorium von Arosa erbaut ist. Aber an der Poststrasse, die von Ausser- nach Inner-Arosa heraufführt, findet sie ihre Fortsetzung (Fig. 53). Die Aufschlüsse sind zum Theil durch die herrschende Bauthätigkeit hervorgerufen, verschwinden zum Theil aber auch durch dieselbe, so dass ich schon nicht mehr im Stande war, alle diejenigen aufzufinden, die STEINMANN (l. c.) in seiner Fig. 4 und 5 angegeben hat. Was auf den ersten Blick dem Wanderer als ein wirres Durcheinander erscheinen muss, löst sich dennoch leicht zu einem klaren Bilde auf, sobald man die tektonischen Ergebnisse des Tschuggen benutzt. Der Flysch mit Fucoiden, bei STEINMANN noch als Lias angeführt, liegt wie die punktirten Linien andeuten, zu unterst, darüber folgt etwas Röthidolomit und dann der Gneiss. Das ergänzt also das Bild eines von Dolomit ummantelten

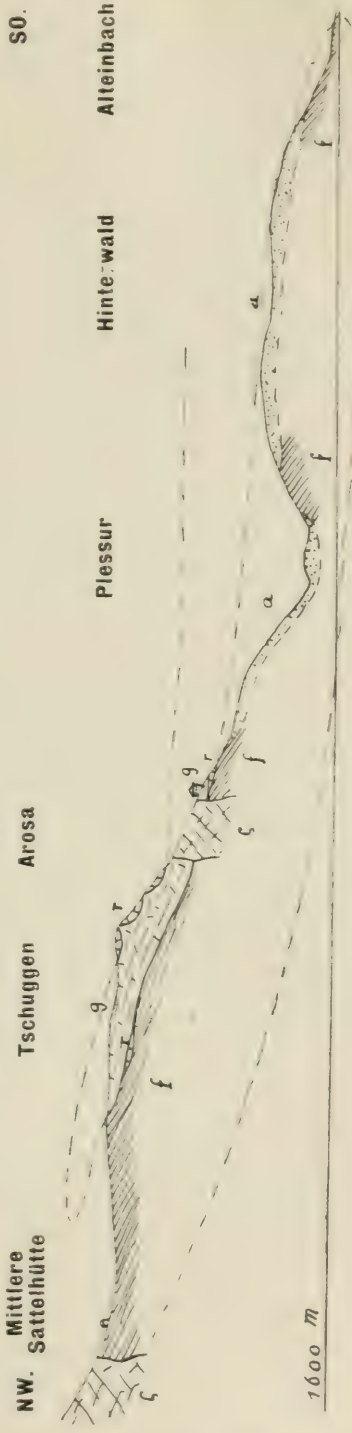


Fig. 52. 1:20000. g Gneiss, r Röthidolomit, f Flysch, ζ Serpentin, a Moräne.

Gneiss-Sattels, der auf einer Flyschmulde ruht, welche sich noch über die Plessur hinüber nach Süden in den Hinterwald fortsetzt.

Der Tschuggensattel muss also als die östliche Fortsetzung des Doppelsattels vom Parpaner Weisshorn aufge-

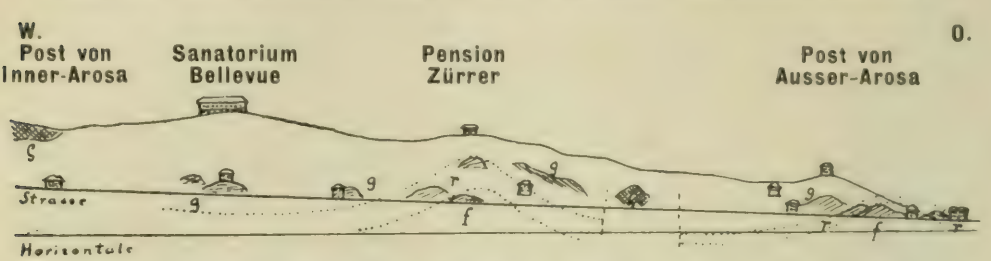


Fig. 53. Aufschlüsse im Jahre 1898 an der Strasse zwischen Inner- und Ausser-Arosa. g Gneiss, r Röthidolomit, f Flysch, ς Serpentin. 1 : 6000.

fasst werden. Er liegt allerdings nicht in der directen Fortsetzung von diesem, aber es ist das Folge theils der zwei beschriebenen Querverwerfungen, theils des Umstandes, dass der Tschuggensattel viel flacher liegt und seine südliche Wurzel durch die Erosion verschwunden ist.

Das Plateau von Maran. (Profil 6.)

Sehr starke Moränenbedeckung und weitausgedehnte Serpentindurchbrüche erschweren die Enträthselung der Tektonik hier noch mehr als im übrigen Theile der Weisshornkette.

Als seltsame Riffe ragen aus den Serpentinhügeln nordöstlich des Brüggerhornes helle Röthidolomite auf. Sie bilden die Fortsetzung des liegenden Dolomitflügels der Brüggerhorn-Mulde und ein kleiner Rest derselben liegt am Scheideck noch direct auf dem basalen Schiefergebirge bei 2100 m Höhe auf. Nordöstlich von Maran steht ein Gneissrücken an, der den Gneiss-Sattel des Platten- und Brüggerhornes nach Osten fortsetzt, aber um beinahe 300 m tiefer liegt. Unter ihm streicht in einer hohen Felswand, die nach Osten abfällt, der Röthidolomit aus und schliesst in seiner Mitte eine schmale Liasmulde ein — das ist die Mulde des Brüggerhorngipfels.

Südlich von Maran oberhalb des Obersees steht an dem Thomabächli SO fallend eine Wand von Gneiss an, darunter einige Meter mächtig Röthidolomit, dann immer höher oben am Gehänge, das von den Promenadewegen, die von Arosa nach Maran führen, durchzogen ist, Flysch

mit Fucoiden und endlich wieder Röthidolomit. Alles fällt nach SO ein und bildet eine nach NW überkippte Mulde, die wir mit der Tschuggenmulde in Beziehung bringen müssen, welche in ihrem Streichen aber jedenfalls über 100 m höher liegt.

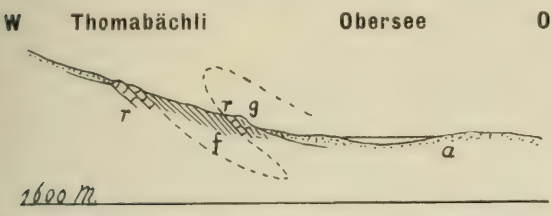


Fig. 54. Ueberkippte Mulde beim Obersee von Arosa. 1:20000. g Gneiss, r Röthidolomit, f Flysch, a Moräne.

Wir sehen also, dass auch das Maraner Plateau dieselben Faltenzüge besitzt wie der übrige Theil des Arosaer Gebirges, nur erscheint alles gesenkt, als ob eine Verwerfungsspalte vom Untersee zur Ochsenalp in nordwestlicher Richtung das Plateau durchschnitte.

Die Verwerfungen.

Es ist uns wahrscheinlich geworden, dass drei Verwerfungsspalten das Plateau von Arosa quer durchschneiden. Die östlichste konnte nicht direct beobachtet werden, sondern kann nur aus der tieferen Lage des östlichen Gebirgstheiles vermuthet werden; die mittlere hingegen tritt sehr klar zwischen dem Brügger- und Weisshorn in die Erscheinung. Die Frage, ob sie nicht nur das übergeschobene Deckgebirge durchschneide, sondern auch in das basale Gebirge herabsetze, muss verneinend beantwortet werden. Das basale Schiefergebirge trägt da, wo diese Verwerfungsspalte auf dasselbe trifft, eine schmale Einfaltung von hellem Kalk, der in seiner ungestörten Lagerung leicht beobachtet wird und gerade rechtwinkelig der Verwerfung vorliegt, also auch von ihr geschnitten werden müsste, wenn dieselbe überhaupt in das basale Gebirge herabreichte.

Für die Verwerfung des Carmennapasses darf man deshalb wohl das Gleiche annehmen, obwohl ich eine dazu zwingende Beobachtung hier nicht machen konnte.

Anders liegt es mit der langen Verwerfungsspalte, die von der Arosaer Furka an sich bis über die Parsennfurka hinaus nachweisen liess. Sie schneidet auch ins basale Gebirge ein und ist somit jedenfalls jünger als die Ueberschiebung selbst und die eben besprochenen Arosaer Querverwerfungen. Wo sich vertikale Verschiebung nachweisen liess, betraf sie eine Hebung des westlichen bezw. nördlichen Gebirgsstückes, doch erscheint sie niemals als sehr erheblich, dahingegen muss man aus der auffallenden

Verschiedenartigkeit der auf ihr aneinanderstossenden Theile des Deckgebirges auf eine nicht unbeträchtliche horizontale Verschiebung schliessen, so dass sie selbst zu den Querverschiebungen zu stellen und in diesem Falle vielleicht mit der Querverschiebung des Schweizerthores in Verbindung zu bringen ist.

Eine weitere kleine Störung liegt auf der Nordseite des Arosaer Weisshornes, da wo das basale Schiefergebirge, wie wir schon berichtet haben, bis zur Höhe von 2450 m an den Steilwänden des Berges ansteigt (Fig. 55). Am Fusse desselben bei etwa 2300—2350 m liegt nochmals eine kleine Partie von Röthidolomit mit vertikalstehenden Bänken und von dem Schiefer durch eine saigere Bruchspalte getrennt, auf welcher der Dolomit des Deckgebirges ohne Zweifel in die Tiefe abgesunken ist. Die Stelle liegt auf dem Ochsenberg, genau nördlich des Weisshorngipfels.

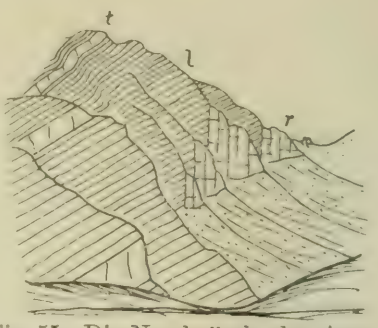


Fig. 55. Die Nordwände des Arosaer Weisshornes vom Brüggerhorn aus gesehen. r Röthidolomit. l Lias. t Tithon.

Der Westrand des Deckgebirges bei der Lenzer Heide.

Die felsige Masse des gewaltigen Deckgebirges, welches wir bisher im Plessurgebirge geschildert haben, endet mit steilem Stirnrande hoch oben über dem Thal der Lenzer Heide. Ungeheure Blöcke und Trümmer sind von ihr abgebrochen und umsäumen die Basis mit Schutthalden, welche neuerdings eine genauere Darstellung durch Tarnuzzer gefunden haben.

Auf Theobalds Karte sind statt ihrer Bündnerschiefer als Basis des Gneisses und der Trias eingetragen, aber leider sieht man von ihnen fast nichts und man bleibt auf Vermuthungen angewiesen. Der Ochsentobel bei Parpan macht jedoch eine rühmliche Ausnahme und hat die Schiefer des basalen Gebirges mit sammt einem Serpentindurchbruch aufgeschlossen. Die Schiefer führen reichlich Fucoiden und gehören dem Flysch an. Wir wissen aber nicht ob unter den Schutthalden des Roth- und Lenzerhornes auch Flysch oder Liasschiefer ansteht.

Das Deckgebirge hat sich als aus Falten älteren Gebirges zusammengesetzt erwiesen, welche durchschnittlich von NO nach SW streichen, also alle von dem westlichen

Stirnrand quer abgeschnitten werden. Um so auffälliger muss es erscheinen, dass gerade an der Basis dieses Stirnrandes ein Zug von Röthidolomit ausbeist, der von S nach N streicht und nach Osten einfällt. Es ist eine Mulde, denn mitten durch die Wände des Dolomites streicht ein schmaler Zug von Koessener Schichten, Lias und Flysch.

Diese Mulde bildet die Basis des Lenzerhornes oberhalb Crons (Fig. 49), zieht sich als steile Felswand über die Ova di Sanaspans in das Culmet hinüber. Dort liegen Flysch mit Fucoiden und Koessener Schichten (Fig. 48) mit Korallen darin eingefaltet, während der rothe Liaskalk mit Belemniten und Ammoniten am Alpweg südlich des Sanaspanser Wasserfalles vorkommt, in zahlreichen Blöcken, die aber anstehend noch nicht nachgewiesen sind. Der kleine Dolomithügel von Schaingels (2304 m), der am Fusse des Parpaner Rothhornes aus den Schutthalden aufragt, ist jedenfalls eine nördliche Fortsetzung dieser Mulde, die weiterhin unter den Felstrümmern zunächst ganz verschwindet, am Ochsenrücken aber wieder zum Vorschein kommt (S. 126).

Die Rothhornkette ist, wie schon früher angedeutet worden ist, von Osten her auf einer nach W ansteigenden Fläche über diese Mulde heraufgeschoben worden und so kommt es, dass zu beiden Seiten der Alp Sanaspans Gneiss auf dem Röthidolomit liegt.

Wahrscheinlich ist diese S—N-Mulde vor dem Stirnrande der grossen Schubmasse hergeschoben und schliesslich überschoben worden. Jedenfalls ist sie eine für den Schubvorgang in dem Deckgebirge bezeichnende Eigenthümlichkeit, die mit den kleinen schuppenförmigen Ueberschiebungen, wie wir sie am Fuss der Mädrigerfluh sahen, in genetischer Beziehung stehen dürfte.

Das basale Gebirge im Gebiete der Plessur.

Bisher haben wir uns auf die Darstellung der Schubmasse beschränkt, welche von Osten her über das Plessurgebirge hinaufgeschoben worden ist. Es bleibt nun aber noch das basale Gebirge selbst übrig, dessen tektonische Auffassung ebenfalls bisher viele Unklarheiten aufwies. Die Hauptschwierigkeit bestand auch hier in der Unmöglichkeit, den Flysch von den liasischen Bündnerschiefern abzutrennen.

Nach den Angaben im stratigraphischen Theile und den Erfahrungen im südlichen Rhätikon besteht diese Schwierig-

keit aber jetzt nicht mehr. Wir können recht scharf den eingefalteten Flysch von dem ihn umhüllenden Lias abtrennen und erhalten dann die in der Kartenskizze angedeuteten Zonen, deren genauere Grenzen und Verbreitung allerdings erst geologische Spezial-Aufnahmen auf Karten 1 : 50000 werden feststellen können.

Die Hochwangkette.

Zurückgreifend auf früher Erwähntes wiederhole ich, dass die westliche Hälfte dieses zwischen Landquart und Plessur gelegenen Höhenzuges ausschliesslich aus liasischem Bündnerschiefer besteht, dem nur im Norden bei Castelun eine schmale Flyschmulde eingelagert ist. Durch die östliche Hälfte hingegen zieht von NO nach SW ein breiter Flyschstreifen schräg durch. Seine westliche Grenze gegen den Lias bedarf noch genauer Begehung. Sie liegt auf der Kammhöhe jedenfalls zwischen Kunkel und Matlishorn; gegen die Plessur und Landquart sind die Gehänge leider so stark von Moränen bedeckt, dass eine scharfe Abgrenzung nicht möglich wird. Wir können einstweilen nur sagen, dass sie im Norden zwischen Fideris und Conters, im Süden zwischen St. Peter und Pagig fallen muss.

Auf der Ostseite liegt die Grenze des Flysches gegen den Lias westlich von Langwies, streicht das Fondei herauf direct zum Durannapass und von da hart an der Casanna-Alp vorbei nach Serneus. Nur auf der Casanna-Alp tritt der Flysch so dicht an die Schubmasse der Casanna heran, dass man sagen darf, er sei von dem Gneiss und Röthidolomit überschoben worden, sonst aber bildet überall der östlich dem Flysch angrenzende Lias die Basis jener Schubmasse.

Blatt XV der geologischen Karte gibt auf dem Durannapasse zwischen dem Kistenhorn und dem Gauder-Grat ein ziemlich ausgedehntes Gypslager an. Man sucht vergeblich danach, da dort überall nur Flysch ansteht, und ersieht aus Theobalds Beschreibung (1863 S. 129), dass er das Gypslager im Fondeier Bach sah und es jedenfalls nur aus Versehen auf dem Durannapass eingezeichnet hat. Uebrigens bin ich zweifelhaft, ob es sich dort um anstehenden Gyps oder nur verstürzte Blöcke handele. Wenigstens konnte ich ein anderes von ihm unter dem Westfusse der Casanna angegebenes Gypslager nicht finden, weil dort überhaupt nur Schuttmassen, die von der Casanna heruntergestürzt sind, liegen.

Das basale Gebirge von Langwies bis Churwalden.

Diesen Theil kenne ich nur längs des Contactes mit dem Deckgebirge. Hier besteht er überall aus Lias oder wie im Pretschwald und auf der Ochsenalp aus jenem hellen, wahrscheinlich tithonischen Kalke, der auch den Gipfel der Zähnjefluh aufbaut. Dieser helle Kalk bildet einen langen schmalen Streifen auf der Karte, der sich, allerdings mit Unterbrechungen, von der Zähnjefluh bis zur Churer Ochsenalp ausdehnt, aber wahrscheinlich noch weiter nach SO bis ins Urdenthal reicht, wo STEINMANN (1897 S. 47) tithonische Foraminiferenkalke an den Felsen von Capetsch gefunden hat. Das vorherrschende Einfallen aller dieser Schichten ist ein südöstliches. Darunter einschiessend folgt in NW wieder der Flysch von Tschiertschen und Prada, der selbst auf dem liasischen Bündnerschiefer liegt und somit die westliche Fortsetzung der Fondei-Flyschmulde darstellt. Dass der Flysch vom Ochsentobel bei Parpan in directer Verbindung mit dieser Mulde stehe, ist nicht sehr wahrscheinlich, weil er zu weit im Süden liegt. Ob er aber einer anderen Mulde angehört oder nur ein verschobener Theil jener ist, muss späteren Erhebungen zur Feststellung überlassen bleiben, die sich zugleich mit seinen Beziehungen zu dem Flysch und Lias des Stätzer- und Faulhornes zu beschäftigen haben werden.

Auch Serpentindurchbrüche kommen mehrfach in diesem basalen Gebirge vor, so z. B. im Ochsentobel bei Parpan, zwischen der Churer Ochsenalp und dem Pretschwald, auf dem Plateau zwischen Langwies und der Mädrigerfluh, bei Küpfer und an der Zähnjefluh.

3. Der Rand des rhätischen Deckgebirges von Lenz bis zum Ober-Engadin.

Der Westrand der rhätischen Schubmasse, den wir vorher bis zur Lenzer Heide genau kennen gelernt haben, setzt sich noch weiter nach Süden fort. Ich habe ihn zwar nicht so genau untersucht wie den bisher beschriebenen Theil, aber er hebt sich selbst orographisch in so ausgezeichneter Weise heraus, dass er auch minder eingehenden Studien nicht entgehen kann, besonders da er auf THEOBALDS Karte recht genau eingezeichnet ist.

Diese Grenze läuft zunächst östlich von Lenz am Fusse des Lenzerhornes hin südwärts bis zum Ausgang des Albula-

Thales bei Brienz oberhalb Tiefenkastel. Hauptsächlich triasische Dolomite, welche die hoch aufragenden Felswände aufbauen, liegen auf Flysch, der zwar an der Ueberlagerungsstelle durchweg unter den grossen Schutthalden verborgen ist, bei Lenz selbst aber ansteht und viel Fucoiden führt.

Von Brienz wendet sich die Grenze im rechten Winkel nach Osten um und läuft im Albulathal aufwärts über Alvaneubad hinaus bis zur Vereinigung des Landwassers mit der Albula. Dort setzt sie über das Thal und zieht nun auf dessen anderer Seite wieder thalaus, wobei sie jedoch langsam an Höhe gewinnt und gegenüber von Brienz nach Süden umbiegend ins Oberhalbsteiner Thal abschwenkt.

Die Grenzlinie beschreibt hier also eine tiefe einspringende Bucht, welche der schwach nach Osten geneigten Ueberschiebungsfläche entspricht. Auf der Sohle des Thales sehen wir dementsprechend auch die Bündner Schiefer des basalen Gebirges in diese Bucht eindringen. Er gehört zum Theil wenigstens zum Flysch.

Im Oberhalbstein sperrt die triasische Decke wie ein Riegel das Thal — es ist der sog. Stein, nach welchem das obere Thal den Namen Oberhalbstein erhalten hat. Die Julia hat sich eine enge Felsschlucht hindurchgefressen. Betrachten wir diesen Stein von Süden, so sehen wir, dass er eigentlich nur ein westlicher Ausläufer des Piz Michel ist. Auch am Fusse dieses Berges ist die Auflagerung der Triasdecke über Bündner Schiefer ausgezeichnet schon von Ferne sichtbar. Sie liegt sehr hoch bei über 2000 m und streicht am Gehänge ziemlich horizontal mit sehr schwacher

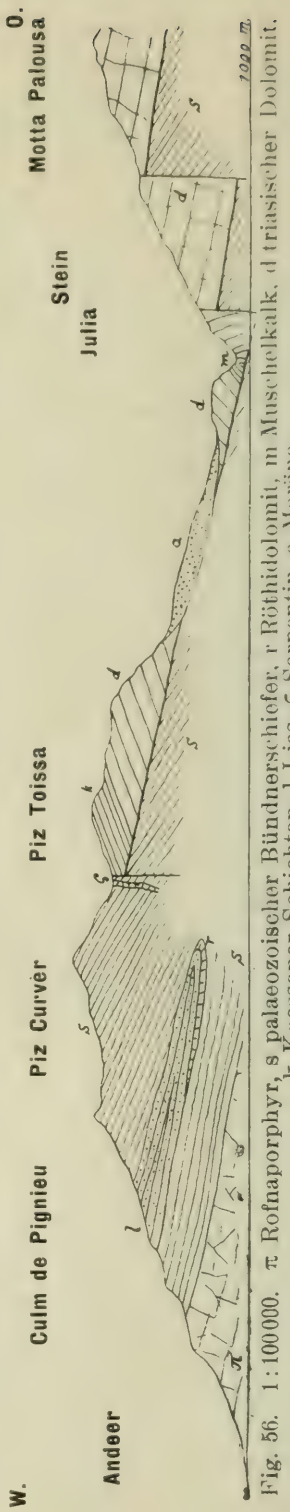


Fig. 56. 1:100000. π Rofnaporphyr, s palaeozoischer Bündnerschiefer, r Röthidolomit, m Muschelkalk, d triasischer Dolomit, k Kössener Schichten, l Lias, ς Serpentin, a Moräne.

Insert fold-out or map
Here

Neigung nach Ost aus, aber nördlich von Promaschtgel, sinkt sie plötzlich um etwa 500 m am Gehänge gerade herab, um dann wieder mit schwacher Steigung bis zum Stein hinzulaufen, wo neuerdings ein gerades Absinken um etwa 200 m eintritt. Es ist das durch zwei nordsüdliche Verwerfungsspalten bedingt, an denen die Triasdecke staffelförmig gegen Westen abgesunken ist. Die abgesunkenen Theile haben den natürlichen Felsriegel des Thales erzeugt, der noch weiter nach Westen sich in den Piz Toissa fortsetzt, der ebenfalls aus triasischem Dolomit und Koessener Schichten besteht. Letztere, die wie der Dolomit nach Westen einfallen, schliessen Versteinerungen ein, unter denen ich eine Thamnastraea rectilamellosa bestimmen konnte. Gewaltige Schuttmassen umhüllen den ganz isolirten Bergen und decken insbesondere den Zusammenhang mit dem Stein ganz zu. Doch kann an demselben nicht gezweifelt werden.

Wir folgen nun der Schubgrenze weiter nach Süden längs des Fusses von Piz Michel, Tinzenhorn, Piz Vallung, Bleis Martscha und Castellins. Hier wird die bisher fast ausschliesslich herrschende Trias von granitischen Gesteinen verdrängt. Jene und noch jüngere Jura- und Flyschsedimente fehlen zwar nicht ganz, spielen aber orographisch eine viel geringere Rolle. Wir wandeln weiter am Fusse des Piz d'Err, der Cima da Flex vorbei über den Julier-Pass zur Roccabella und zum Piz Gravasalvas. Alle diese Bergmassive ruhen auf Bündner Schiefer. Am Lunghino-Passe erst wendet sich die Grenze der Schubmasse für längere Zeit nach Osten, indem sie sich zugleich ins Oberengadin herabsenkt, so dass sie bei Sils den Thalboden erreicht. Bei Silvaplana setzt sie über das Thal hinüber und steigt unter den Steilwänden des Piz Surlei und Corvatsch zur Höhe des Glüschaint auf, so dass man die Hauptmasse des Bernina-Massives als Theil der rhätischen Schubmasse ansehen muss. Ich habe allerdings diese Strecke nicht mehr begangen, sondern nur von der anderen Thalseite beobachtet. Es springt aber förmlich in die Augen und wenn schon Diener[1]) vor 12 Jahren sich entschieden gegen die Annahme einer Ueberschiebung ausgesprochen hat, so würde er dies heute doch wohl kaum

[1]) Geolog. Studien im südwestl. Graubünden. Sitzber. Ak. Wiss. Wien 1888, S. 621.

mehr wiederholen, wo wir in der Zwischenzeit in dieser Beziehung soviel gelernt haben.

Es ist eine dringend nothwendige Aufgabe dieser Ueberschiebung im Bernina-Massiv weiter nachzugehen.

Das basale Gebirge von Oberhalbstein, Piz Curvèr und Schyn.

Dieser Theil besteht, wie schon auf Seite 30—42 auseinandergesetzt ist, aus palaeozoischen Bündnerschiefern, Dolomit und Gyps, liasischen Schiefern und Conglomeraten sowie Flysch. Die sog. grünen Bündner Schiefer bilden Einlagerungen in den palaeozoischen Sedimenten, die Serpentine und ihre Begleitgesteine setzen gangförmig durch alles hindurch.

Im Gebiet des Schyn bemerkt man, wie Fig. 57 zeigt, eine grosse Schichtenfalte mit Ueberkippung

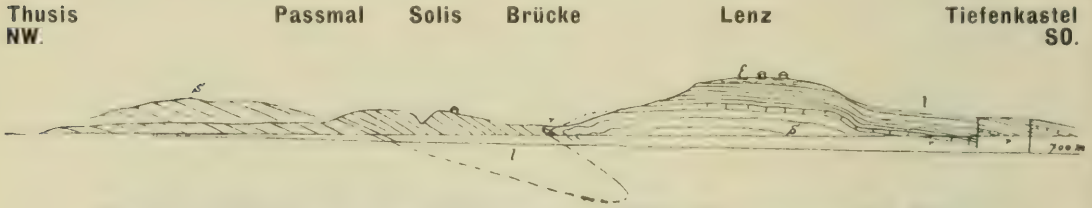


Fig. 57. Profil durch den Schynpass. 1 : 50000. S palaeozoische Bündner Schiefer, r Röthidolomit und Gyps, l liasische Bündner Schiefer, f Flysch.

nach NW. Das Alter der Flysch- und Liasgesteine bei Lenz und Tiefenkastel ist durch Versteinerungen festgelegt. Die an Röthidolomit erinnernden Dolomite und Gypslager liegen an der Basis des Lias und gehören sicher theilweise, vielleicht alle dem oberen Palaeozoikum an. Die darunter liegenden Bündner Schiefer müssen natürlich ebenfalls palaeozoisch sein — aber Versteinerungen sind bis jetzt noch keine darin gefunden worden. Die grünen Einlagerungen fehlen am Schyn wahrscheinlich deshalb, weil sie sich wie auch bei Vals Platz erst in den tieferen Horizonten einstellen.

Bei Tiefenkastel machen sich zwei S-N streichende Verwerfungen deutlich bemerkbar mit staffelartigen Abbrüchen gegen W, geradeso wie das vom Stein im rhätischen Deckgebirge bereits von uns beschrieben worden ist. Es ist ein directer Zusammenhang der beiderlei Verwerfungen zu vermuthen. Diese Schyn-Falten tauchen unter die grosse rhätische Schubmasse gegen Osten so unter, dass die Trias der letzteren direct auf dem Flysch der basalen Falten aufruht. Gegen Süden setzen sie sich in die Kette

des Stäzerhornes fort, in der ebenfalls Flysch und Lias palaeontologisch nachgewiesen sind. Dem nordwestlichen Sattel zwischen Solis und Thusis schliesst sich im Domleschg wahrscheinlich noch ein anderer an, dessen Kern aber nicht mehr aus palaeozoischen Bündner Schiefern, sondern aus Gneiss und Röthidolomit besteht, welche bei Rotels, Papels und oberhalb Rhäzüns anstehen. Es entspricht das vollkommen den Verhältnissen zwischen Hinter- und Vorderrhein und die Gneisse von Rotels können danach als die östliche Fortsetzung des Lumbriner Sattels angesehen werden. (S. Das Alter der Bündner Schiefer 1895 Fig. 2.) Gegen Südwesten streichen die palaeozoischen Schiefer des Gewölbes von Thusis-Solis durch die Viamala-Schlucht hinauf zur Höhe des Beverin, wo sie auf dessen südöstlicher Abdachung von den Dolomiten der Splügener Kalkberge und dem Lias bedeckt sind. Am Schyn fehlen jene Dolomite, wie es scheint, ganz und auch der Lias der Solismulde schliesst keine Conglomerate mehr ein, wie solche weiter im SW am Piz Vizan und in den Kalkbergen so mächtig entwickelt sind. (Siehe Tafel I.)

Diese normale Entwickelung des Faltenbaues erleidet gegen den Piz Curvèr und gegen Oberhalbstein hin eine nicht unerhebliche Störung durch eine ziemlich saiger stehende Verwerfungsspalte, die oberhalb Tiefenkastel im

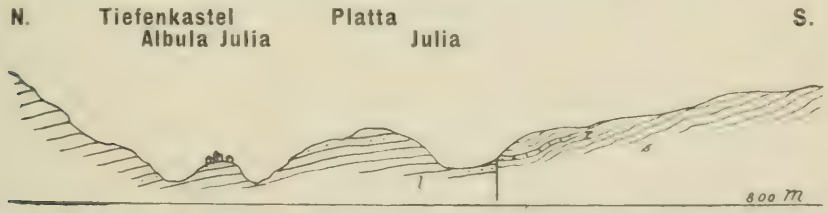


Fig. 58. 1:20000. l Lias, r Gypslager, s palaeozoischer Bündner Schiefer.

Thal der Julia den liasischen Conglomeraten des Kirchen- und Plattas-Hügels ein jähes Ende bereitet. Im Süden der Ost-West-streichenden Spalte steht nur noch älterer Bündner Schiefer mit einem eingefalteten Gypslager an (Fig. 58). Eine ähnliche Spalte treffen wir bei Gandus oberhalb Reischen, nur dass hier die Liasconglomerate von Taspin im Süden derselben (Fig. 59) liegen und im Norden nur die älteren Bündner Schiefer mit einem Gypslager. Es ist sehr wahrscheinlich, dass diese Spalte mit derjenigen südlich von Tiefenkastel identisch ist und dass sie bei Pignieu über den Hinterrhein zum Passe von Lai da Vons heraufstreicht, wo sie die Bündner Schiefer-

falten des Nordens gegen den Rofnaporphyr im Süden senkrecht abschneidet (Fig. 60). Weiter nach Westen setzt sie von Neuem über das Hinterrheinthal bei Sufers und macht sich im Strahltobel (l. c. 1895 Fig. 1 Taf. II) aufs schönste bemerkbar und ebenso im Tambothal. Diese Ver-

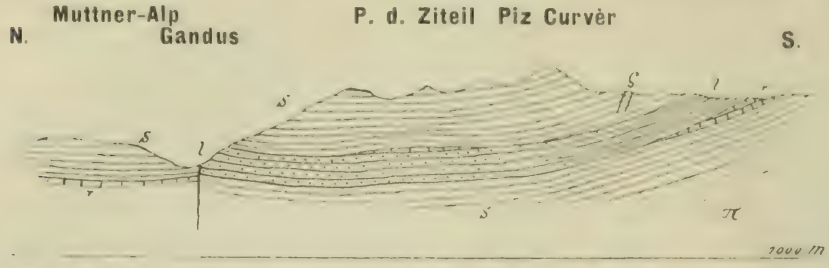


Fig. 59. π Rofnaporphyr, s palaeozoischer Bündner Schiefer, r Röthidolomit und Gyps, l Lias, ζ Serpentingang. 1 : 100000.

werfung schneidet also den älteren Marmorzug Kistentobel-Splügen-Pass quer ab, was Steinmann 1896 entgangen ist,

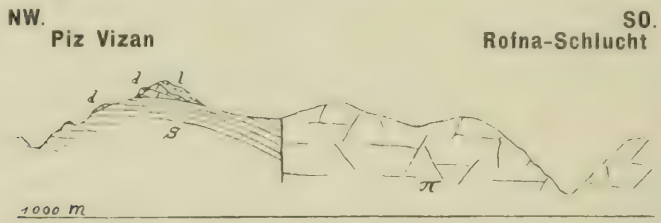


Fig. 60. π Rofnaporphyr, s palaeozoischer Bündner Schiefer, d trias.? Dolomit l Liasconglomerat. 1 : 100000.

weil er die Grenze des Rofnaporphyrs, welche zwischen Sufers und Andeer anders als durch eine Verwerfung sich nicht erklären lässt, nicht untersucht hatte.

Ich nenne diese Verwerfung Splügen-Tiefenkastel. Nach Osten verschwindet sie unter dem rhätischen Deckgebirge, ohne in diesem selbst Spuren hinterlassen zu haben. Sie scheint also älter zu sein als jene grosse Ueberschiebung, jünger aber als die Faltung des basalen Gebirges.

Im Süden dieser Spalte habe ich im Gebiete von Oberhalbstein nur palaeozoische Bündner Schiefer auffinden können, die local eine schwache wie diese gefaltete Decke von Dolomit und Gyps tragen. Schräg über beiden liegt der Triasstock der Toissa. Diener hat diese Ueberlagerung als einen Beweis für das palaeozoische Alter der dortigen Bündner Schiefer angesehen (l. c. Taf. III Fig. 2). Aber das beruhte auf einem Irrthum ebenso wie die Raibler Schichten, die er dort eingezeichnet hat. Die Ueberschiebung hat hier eben jüngere Schichten von Osten her auf

ältere hinaufgeschoben, geradeso wie wir dies bereits an einigen anderen Stellen, z. B. am Prätigauer Calanda, kennen gelernt haben. Ueber den jedenfalls ziemlich verwickelten Bau dieser palaeozoischen Schichten kann ich nichts näheres mittheilen und will nur bemerken, dass beim Lunghino-Pass eine kleine Mulde von Sernifit und Röthidolomit

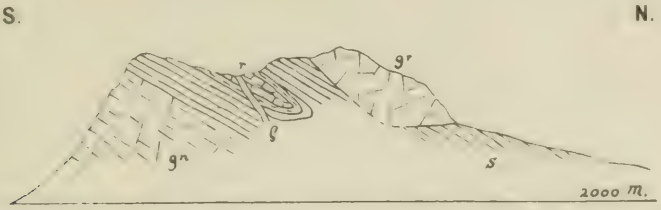


Fig. 61. Profil durch den Lunghino-Pass. gn Gneiss, gr Granit, s palaeozoischer Marmor und Schiefer, r Sernifit und Röthidolomit, ζ Serpentingang.

deutlich dem Bündner Schiefer eingefaltet ist, der selbst auf Gneiss ruht. Die Züge von Marmor und Dolomit, die von da am Gehänge nach Gravasalvas herabziehen, gehören wohl den palaeozoischen Sedimenten an. Sie entsprechen vielleicht im Alter den Marmoren und Dolomiten, die am Peilerbach bei Vals Platz die untersten Lagen der Bündner Schiefer bilden. Dass Theobald sie in die Trias gestellt und darin sogar sämmtliche Glieder dieser Formation wiedergefunden hat, daran ist nur der bekannte Schematismus Schuld, der den sonst so erfolgreichen Forscher in der Auffassung der Trias ganz beherrscht und in die Irre geführt hat.

Den Piz Curvèr habe ich zum ersten Mal 1899 besucht. Vorher war er mir nach den Darstellungen, die Escher und Studer 1839 und A. Heim 1891 gegeben hatten, ein vollständiges Aenigma geblieben. Das Räthsel löste sich mir, sobald ich die Marmore und Dolomite vor mir hatte, die man bisher in die Trias oder noch höher hinauf gestellt hatte. Sie haben mit den Triassedimenten des nahen Piz Toissa und überhaupt der ganzen rhätischen Schubmasse nicht die geringste Aehnlichkeit, aber ebensowenig mit den Kalken und Dolomiten der Splügener Kalkberge. Dahingegen sind sie von gewissen Gesteinen in den unteren palaeozoischen Bündner Schiefern nicht zu unterscheiden und wechsellagern auch wirklich mit solchen Schiefern. Es hat dies nichts überraschendes, denn sie liegen ja ganz regelmässig auf dem Rofna-Porphyr und werden von Röthidolomit, Gyps und Liasschiefern mit Belemniten überlagert. In Folge von Ueberfaltung werden

letztere von diesen palaeozoischen Schiefern mit ihren Grünschiefern und Marmoren auch überlagert — sie bilden also einen richtigen Muldenkern, in dem auch der so merkwürdige „Taspinit" liegt. Den Taspinit kennen wir schon vom Piz Vizan, wo er sich als liasisch erwiesen hat. Figur 56 gibt uns einen Querschnitt, Figur 59 einen Längsschnitt durch diese grosse liegende Mulde, die im Osten gegen die Toissa durch einen Querbruch abgeschnitten wird, der sich in ausgezeichneter Weise als solcher an der Furcletta von Ziteil erkennen lässt. Die Mulde öffnet sich gegen das Hinterrheinthal und wird dort durch die Verwerfung Splügen-Tiefenkastel abgeschnitten. Der liegende Muldenflügel liegt jenseits dieser Verwerfung in tieferem Niveau und baut die Südgehänge des Beverin und die Splügener Kalkberge auf, während der hangende Flügel dort der Erosion zum Opfer gefallen ist. Aber er ist dafür nördlich des Curvèr-Massives am Muttner-Horn erhalten geblieben von wo er gegen die Solisbrücke fortstreicht und dort gewölbeartig umbiegt, wie Fig. 57 es darstellt.

In dem ganzen Gebiete der Bündner Schiefer zwischen Tiefenkastel und Ilanz haben wir also drei grosse Aufbiegungen von Gneiss und palaeozoischen Bündner Schiefern: die nordwestlichste von Lumbrin, die mittlere Vals-Thusis und die südöstliche von Alvaschein. Dazwischen liegen in den Mulden und theilweise auch die Gewölbe überspannend Sernifit, Röthidolomit, Gyps, triasische(?) Kalke und Dolomite, liasische Bündner Schiefer der Algäufacies und Flysch. Nicht überall sind alle diese Ablagerungen gleichzeitig vertreten, oft fehlen alle bis auf den Lias. Der Flysch als Muldenkern ist bis jetzt nur östlich des Domleschg nachgewiesen. Die in ihrer Altersbestimmung indessen noch nicht ganz sichergestellten mächtigen vermuthlich triasischen Sedimente sind in ihrer Verbreitung auf die Splügener Berge und den Beverin beschränkt. Sehr weit verbreitet, aber mit vielfach sich wiederholenden Unterbrechungen, trifft man Dolomite und Gypse an, die zum Theil von Sernifit- und Quartenschiefern begleitet sind und theilweise wenigstens dem Perm zugerechnet werden müssen. Die angebliche petrographische und stratigraphische Einheit der Bündner Schiefer existirt also thatsächlich nicht und späteren Generationen wird es vielleicht unbegreiflich erscheinen, dass man so lange daran festgehalten hat.

4. Der Calanda.

Ehe wir die Ergebnisse der vorhergegangenen Capitel zu einem tektonischen Gesammtbilde zusammenzufassen versuchen, erscheint es mir wünschenswert, noch zwei kleinere Gebiete zu besprechen, die zwar eigentlich nicht in unser Untersuchungsgebiet fallen, deren Kenntniss aber doch nothwendig ist, wenn wir zum Schlusse die rhätischen mit den Glarner Alpen vergleichen wollen. Letztere waren mir der Gegenstand einer früheren Untersuchung — aber damals konnte ich Calanda und Fläscher-Berg nicht mehr mit einbegreifen. Ersterer ist inzwischen eingehend von Piperoff beschrieben worden, letzterer hat in Herrn Th. Lorenz einen Monographen gefunden. Ich kann mich deshalb hier kürzer fassen, muss aber mit Bezug auf den Calanda eine wichtige Ergänzung bringen.

Diese stattliche Gebirgskette ist an dem östlichen Ende der Glarner Alpen wie eine grosse Grenzmauer aufgerichtet und bezeichnet gleichzeitig die Ostgrenze für die Verbreitung der helvetischen Jura- und Kreidefacies. Auf der anderen Seite des Rheinthales fehlt die Kreide vollständig und der Jura ist nur in ostalpiner Entwickelung vorhanden.

Die Gesteinsbänke, welche diese Kette aufbauen, sind in 7 Falten gelegt, die alle nach NW mehr oder weniger stark überkippt sind und von SW nach NO streichen. Nach SW setzen sie sich unmittelbar in die Vorderrheinthalkette fort und gehören durchweg zu dem hauptsächlichen Bestand des basalen Glarner Gebirges. Nach NO stossen sie unter mässig spitzem Winkel auf das von S nach N gerichtete Rheinthal und verschwinden dort unter den breiten und mächtigen Alluvionen dieses Flusses. Man erwartet, dass sie auf der Ostseite dieses Thales wieder auftauchen — aber vergeblich —, die Gesteine, die dort die hohen und steilen Thalwände bilden, gehören dem ostalpinen Lias und dem Flysch an und die Falten, in welche dieselben gelegt sind, verlaufen weit mehr in der N-S- als in der NO-Richtung. Dieser fast vollständige Gebirgswechsel beiderseits des Rheines auf eine Erstreckung von mehr als 2 geographische Meilen hat bisher weder die ihr gebührende Beachtung noch eine genügende Erklärung gefunden. Zum Theil mag dies daher kommen, dass der Calanda bis in die jüngste Zeit tektonisch nur wenig bekannt geworden ist.

Studer hat ihn schon in seiner Geologie der Schweiz 1853 nur flüchtig beschrieben, und Theobald hat zwar 1856 und 57 eine genauere Beschreibung desselben geliefert, aber seine späteren Studien, sowie diejenigen A. Escher's von der Linth sind nicht veröffentlicht worden. Das kartographische Ergebniss derselben wurde in der geologischen Uebersichtskarte von ihnen niedergelegt und kam auch nach ihrem Tode durch Heim auf Blatt XIV (1885) zur Darstellung, aber nur sehr weniges ist zur Erläuterung derselben von ihm in seinem Mechanismus der Gebirgsbildung (1878) und später (1891) in den Beiträgen zur geologischen Karte Liefg. 25 mitgetheilt worden. In Folge dessen wissen wir auch nicht, ob in den kartographischen Darstellungen mehr das Werk Escher's oder Theobald's vorliegt, denn bekanntlich konnten sich diese beiden innig befreundeten Forscher doch gerade über die Verbreitung der Kreideglieder in der Vorderrheinthalkette nicht ganz einigen.

Erst 1897 ist eine eingehende geologische Monographie des Calanda von Chr. Piperoff erschienen, begleitet von einer Karte im Maasstab von 1 : 50000. Dieser junge bulgarische Geologe hat zwei Sommer (1893 und 94) auf die geologischen Aufnahmen dieser Gebirgs-Kette verwandt und war eifrig bemüht eine gute Erstlingsarbeit zu liefern, die denn auch von der geologischen Kommission angenommen und veröffentlicht worden ist. Die Aufgabe war keine kleine, die er zu lösen hatte, und dass sie ihm nicht überall gleich gut gelang, ist nur zum geringeren Theile seine Schuld. Im Spätherbst 1894 ersuchte mich Herr Piperoff gelegentlich des internationalen Geologencongresses, ihn für einige Tage in sein Arbeitsgebiet zu begleiten, da er an einigen Punkten nicht im Stande sei, die auf der geologischen Karte eingezeichneten Kreideglieder zu erkennen. Ich ging also mit ihm und die Folge davon war, dass sich jetzt der obere Jura von Untervaz als breiter Sattel über den Untervazer Berg herauf zum Stelli und von da durch die oberen Wände auf der Westseite des Haldensteiner Calanda hinzieht, während Blatt XIV daselbst Neocom, Gault und Schrattenkalk verzeichnet hatte. Ebenso machte ich Piperoff darauf aufmerksam, dass der angebliche Schrattenkalk zwischen Scalripp und der Ruine Neuenburg dem obersten Jura, einschliesslich der Berriaschichten, angehöre, dass dort also keine Mulde sondern ebenfalls ein Gewölbe vorliege. Das hat er auch

anerkannt, aber schliesslich zeichnete er doch auf der Karte Schrattenkalk ein, weil er nicht wusste, wie diese Kalke von denjenigen von Curtanetsch und Batänia abzugrenzen seien, die er für unzweifelhaften Schrattenkalk ansah (l. c. S. 65). Leider hatten wir keine Zeit mehr, auch da hinauf zu gehen, sonst würde sich wohl schon damals jener obere Schrattenkalk ebenfalls in Jurakalk umgewandelt und dieser Jurasattel sich als die östliche Fortsetzung des Gewölbes herausgestellt haben, welches PIPEROFF auf der Kammhöhe des Calanda im Vorderthal bereits (siehe seine Fig. 3) entdeckt hatte.

Im Ramuzer-Tobel bei Vättis entdeckten wir in den schwarzen Schiefern über dem Röthidolomit die schmale Kalkbank anstehend, von der PIPEROFF schon früher aus dem Bachschutt ein Stück mit Versteinerungen erhalten hatte. Ich nahm alles Material nach München mit, präparirte und bestimmte dort die kleinen Versteinerungen, die sich nur mühsam in dem sehr harten Kalk freilegen liessen und durch welche der sichere Nachweis geführt werden konnte, dass diese schwarzen Schiefer dem untersten Dogger und nicht dem Lias angehören.

Auch die Tomas-Landschaft bei Reichenau besuchten wir und von den zahlreichen Stellen, an denen ich PIPEROFF anstehende Felsen zeigen konnte, hat er einige auch in seine Karte aufgenommen, nämlich den Röthidolomit, Dogger und Jura im Bleiswald,[1]) den Sernifit am rechten Ufer des Hinterrheines und bei Brühl, sowie den Dogger vom Kirchenhügel bei Bonaduz. Den anstehenden Röthidolomit, Dogger und Malm der Hügel von Ils Auts hingegen hat er dennoch als Bergsturzmaterial gedeutet, das vom Kunkelpass herabkam, obwohl er „die normale Anordnung" dieser verschiedenen geologischen Horizonte, von der ich ihn an Ort und Stelle überzeugt hatte, anerkennt. Die Consequenzen daraus zu ziehen, ist ihm nicht gelungen.

Im Sommer 1898 fand ich Gelegenheit den Calanda wieder zu besuchen. Zunächst waren es die tertiären Ablagerungen im Norden, die mich interessirten, wegen der ungeheuren Mächtigkeit von über 2000 m, die ihnen PIPEROFF in seinen Profilen gab. Sodann wollte ich mir

[1]) Diese Schichten fallen, wie PIPEROFF im Texte richtig bemerkt (S. 36) nach NW ein, aber leider gibt die Karte Einfallen nach SO an, was natürlich nur ein Druckfehler sein kann, aber ein recht fataler, weil die meisten Leser dadurch irregeführt werden müssen.

den räthselhaften Jurasattel von Neuenburg nochmals ansehen. Ich habe etwa 8 Tage darauf verwenden können und theile die Ergebnisse als Ergänzung zu Piperoffs Monographie mit.

Das Nordende der Calandakette besteht nach den vorhandenen geologischen Karten von der Kaminspitz und dem Fürgglikopf an ausschliesslich aus Eocän und zwar aus Nummulitenkalk und Flysch. Dass letzterer theilweise oder ganz dem Oligocän angehöre, wird neuerdings zugegeben. Piperoff hält dafür, dass diese 5 km breite Zone eine einfache liegende Mulde bilde, deren nordwestlicher Flügel flach nach NW einfalle, während der südöstliche Flügel sich in überkippter Lagerung befinde und nach SO geneigt sei. Daneben bestehe eine stark entwickelte Cleavage mit meist steil nach SO geneigten Schieferungsflächen.

So einfach liegen die Verhältnisse freilich nicht und ich habe zwischen der Tamina im Norden und der Kaminspitze im Süden nicht weniger als drei Firste von nach NW überkippten Kreidegewölben gefunden. Das erste bildet den Gipfel des Pizalun. Es ist Seewerkalk, der in sehr steiler Schichtenstellung unterhalb der Tardisbrücke in hohen Felsen ansteht und durch Steinbruchbetrieb gut aufgeschlossen ist. Die Schichten fallen durchschnittlich mit 75° nach SO ein. Von da ziehen sie sich zum Gipfel des Pizalun herauf und bilden jene steil nach Norden abfallende Wand, die die Grenze zwischen dem Canton Graubünden und St. Gallen bezeichnet. Vom Gipfel weg verläuft die 100—200 m breite Zone in mehr südlicher Richtung bis nahe zum Fürggli, wo sie unter eocänen Schiefern verschwindet, denen Nummulitenkalke eingelagert sind. Versteinerungen konnte ich keine in diesem Seewerkalk finden, aber solche Armut kommt auch anderwärts vor. Dahingegen spricht der Gesteinscharakter und die Art, wie der Nummulitenkalk diese Zone umhüllt, deutlich für einen Kreidesattel. Piperoff hat den Nummulitenkalk auf der Südseite an zahlreichen Orten auf seiner Karte eingetragen. Die Nordseite ist nur auf dem Felsgrat aufgeschlossen, der sich vom Gipfel des Pizalun gegen NNW nach Pfävers zu hinzieht. Auch da steht etwa 200 m von der Spitze entfernt der Nummulitenkalk an.

Der zweite Gewölbefirst ist vor Jahren durch einen kleinen Bergsturz zu Tage gekommen, der am Nordgehänge des Eggwaldes oberhalb des Weges Pfävers-Maierine

niedergegangen ist, wobei helle Seewerkalkfelsen unter dem schwarzen eocänen Schiefer zum Vorschein kamen. Die zahlreichen Felsblöcke durchsuchend fand ich solche, die unverkennbare Bruchstücke von Inoceramenschalen einschlossen. Auch liegen die Nummulitenkalke in einiger Entfernung darüber nördlich von Furggeli, wo sie Piperoff eingetragen hat, und darunter breiten sich ja die bekannten Kalkbänke aus, auf denen Wartenstein erbaut ist.

Im Bovalwald endlich hat der Waldweg, welcher hoch über der Taminaschlucht gegen den Schwatterfall führt, wiederum Seewerkalk entblöst, dessen Schichten einen liegenden Sattel bilden. Auch da kann man im Walde darüber und darunter Nummulitenkalk nachweisen. Versteinerungen lieferte der nur kurze Aufschluss nicht, aber der Gesteinscharakter ist bestimmend.

Wenn wir von diesen Kreidefirsten ausgehen, so bemerken wir stets, dass die schwarzen Mergelschiefer, auf die wir zunächst stossen, gar nicht selten von kleinen Foraminiferen (Globigerinen etc.) erfüllt sind und dass dann erst sich mehr oder weniger mächtige feste Bänke von Nummulitenkalk darin einstellen. Noch weiter weg verschwinden beide und machen schwarzen oft sogar kalkfreien Schiefern Platz, die zum Theil als Dachschiefer abgebaut werden und die stets mit quarzitischen und glimmerigen Sandsteinbänken wechsellagern. In diesen Gesteinen habe ich noch keine Versteinerungen gefunden, wohl aber ab und zu ziemlich grosse Quarzgerölle in den Sandsteinen.

Es ist eine gewisse Aehnlichkeit mit der Gliederung des glarner Tertiärs kaum zu verkennen, wo die foraminiferenführenden Schichten ebenfalls die Basis bilden und dem Eocän angehören, während die Dachschiefer und Fischschiefer als Oligocän darüber liegen. Allerdings hat man bisher bei Ragaz noch keine Fischreste gefunden, und ebenso fehlen hier auch, soweit meine Beobachtungen reichen, die dort so häufigen wulstförmigen Bildungen auf den sandigen Schichtflächen, aber das liesse sich sehr gut aus Faciesverschiedenheiten erklären.

Besonders beachtenswerth erscheint mir das gänzliche Fehlen der Flyschfucoiden. Ich habe sie in diesen oberen Schichten nirgends im Gebiet der Glarner Alpen gefunden, dahingegen wohl in den unteren zum Eocän gehörigen, wenngleich nur selten, z. B. unter dem Nummulitenkalk des Marmorbruches von Ragaz.

Ich habe den Versuch gemacht, nach diesen Gesichtspunkten die Umgebung von Ragaz zu kartiren und dabei gefunden, dass links der Tamina nördlich bis Freudenberg und Bühl, am Guschakopf, auf der Wüse und im Badtobel ausschliesslich jene oberen Schiefer und Sandsteine anstehen. Nur am Weg von Ragaz nach Vadugg fand ich in einer Meereshöhe von 710 m im Walde einen grossen Block wie anstehend und daneben einige kleinere Stücke von Nummulitenkalk herumliegend, so dass die Möglichkeit nicht ausgeschlossen erscheint, dass hier unter den durchweg nach SO einfallenden jüngeren Schiefern ein Gewölbefirst von Eocän hervorstosse. Die hohen Schieferfelsen auf der rechten Seite der Tamina sind meist unzugänglich, aber sie dürften wenigstens in ihren unteren Theilen ebenfalls zu den jüngeren Schichten gehören mit Ausnahme vielleicht derjenigen, welche an der unteren Brücke in der Nähe des Bahnhofes der Drahtseilbahn anstehen. Bei der Suldiswand führt ein Steg über die Tamina zu einem Fusssteig, der jenseits über die Wände herauf in den Bovalwald führt. Da sieht man zu unterst nur Gesteine vom Habitus der jüngeren Schichten und erst ziemlich hoch oben beginnen die foraminiferenführenden Mergel, über denen endlich jener schon erwähnte kleine First von Seewerkalk liegt. Nachdem man auch diesen in der Richtung nach Pfävers überschritten hat, gelangt man durch nummulitenführende Schiefer auf die Hochfläche des Bovalgutes und des Eichbühls, wo wiederum die jüngeren Schichten in typischer Weise entwickelt sind. Im Osten und Süden von Pfävers werden sie von eocänen Schichten überlagert und auch im Streichen nach NO keilen sie sich bald aus, so dass sie nicht bis zum Rheinthal herabreichen, wo alles dem Eocän anzugehören scheint. Pfävers liegt also auf einer Mulde, über die sich von SO her ein neuer Sattel, das Gewölbe des Eggwaldes, legt. Der Muldenkern hebt sich aber nach NO langsam in die Höhe, so dass, da gleichzeitig in dieser Richtung das Terrain sich senkt, immer ältere Schichten des Kernes zu Tage treten. Die auffällige Erscheinung, dass der Berg von Pfävers aus zwei mächtigen, übereinander liegenden und nur durch eine wenig breite Schieferzone von einander getrennten Kalklagern aufgebaut ist, erklärt sich so durch die muldenförmige Lagerung einer einzigen Bank.

Auch zwischen dem Kreidefirst des Eggwaldes und dem des Pizalun liegt eine Mulde von Eocän, in deren

Kern bei Fürggeli noch eine Partie von jüngeren Schiefern eingebettet ist. In der Mulde zwischen Pizalun und Fürgglikopf hingegen ist nur Eocän nachweisbar.

Berechnet man auf Grund dieser tektonischen Verhältnisse die Mächtigkeit der tertiären Schichten, so erhält man eine Maximalgrösse von 500 m, während dieselbe nach Piperoffs Profilen bis auf 1400 m ansteigen müsste.

Ganz so wie der nördliche Theil der Calandakette ist auch der höhere südliche Theil gebaut, nur mit dem Unterschiede, dass gegen Süden die Schichtenfalten immer höher sich herausheben und damit ältere Gesteine auftauchen und sich vorwiegender am Aufbau der sichtbaren Theile des Gebirges betheiligen.

Das überkippte Gewölbe von Unterwaz folgt zunächst auf das des Pizalun und ist von Piperoff richtig dargestellt worden. Darauf folgt die Mulde von Valdrux, die nach Piperoff sehr breit und flach ist und sich erst bei Oldis wieder sattelförmig aufbiegt. In Wirklichkeit ist sie recht eng und schmal. Der neocome Muldenkern, zwischen den Tithonkalken des Fenzakopfes und des Neuenburger Schlossberges eingeklemmt, hat nur eine Breite des Ausstriches von etwa 500 m. Bei Valdrux misst die Kreidemulde bereits 700 m und besteht aus Neocom, Schrattenkalk und Gault. Bald gesellt sich auch noch der Seewerkalk hinzu und so wächst gegen die Mastrilser Alp die Mulde immer mehr in die Breite. Das südlich sich anschliessende Juragewölbe hat im Süden der Ruine Neuenburg am Rheinufer

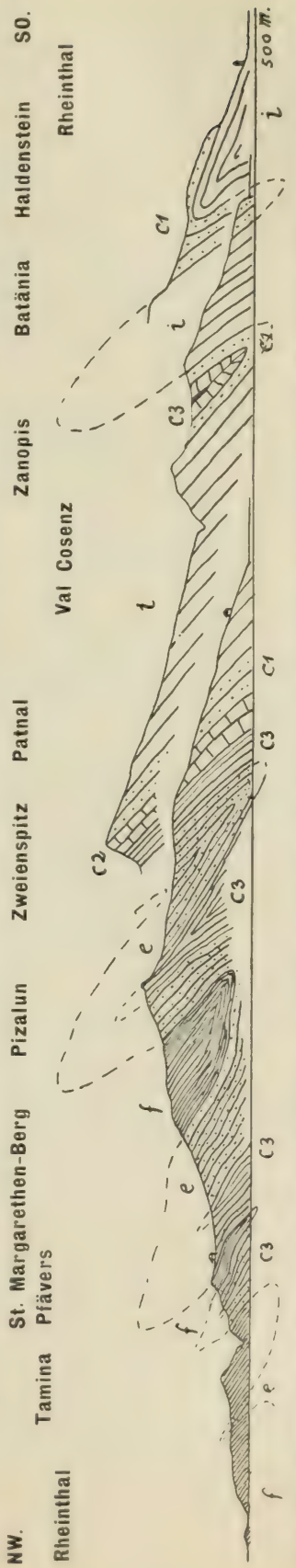


Fig. 62. Querschnitt durch die Calanda-Kette. 1:85000. i Malm und Tithon, c1 Neocom, c2 Schrattenkalk, c3 Gault- und Seewer-Schichten, e Eocän, f Flysch.

eine Dicke von 1500 m. Es zieht über Curtanetsch nach Batänia und taucht unter der Kreidebedeckung wahrscheinlich nochmals nahe der Kammhöhe im Vorderthal auf, wo Piperoff (l. c. Fig. 3) einen Schichtsattel deutlich erkannt und abgebildet hat. Ich habe mich davon überzeugt, dass auch der angebliche Schrattenkalk unterhalb Batänia Jurakalk ist, dass also die Bedenken, welche Piperoff (l. c. S. 65) geäussert hat, nicht mehr bestehen. Der Jurasattel von Oldis und der eben besprochene schliessen eine enge tiefe Neocommulde ein, die sich bergaufwärts verbreitert und verflacht und so den Gipfel des Haldensteiner Calanda erreicht.

Piperoff hat die Gewölbe von Oldis, des Hinterthales und des Vorderthales richtig als solche erkannt, er verschloss sich auch der Anschauung, dass bei Neuenburg ein Gewölbe existire, nicht. Aber jene drei betrachtete er nur als locale Bildungen und mit diesem wusste er nichts anzufangen. Die nördlichsten drei Falten sind ihm endlich ganz entgangen, und so kam es, dass er die Calandakette für eine einzige grosse Falte mit einigen kleinen localen Fältchen erklären konnte, was aber den Thatsachen keineswegs entspricht. Es ist zu bedauern, dass jene an sich recht fleissige Arbeit nicht einer Nachprüfung durch einen älteren erfahrenen Geologen unterzogen worden ist, ehe sie von der geologischen Commission der schweizerischen naturforschenden Gesellschaft auf Kosten der Eidgenossenschaft gedruckt wurde. Mit Leichtigkeit hätten dadurch Fehler vermieden werden können, die nun auf lange Zeit hinaus durch diese offizielle Sanction irreführend wirken müssen.

Den *Dolomithügel von Felsberg* habe ich ebenfalls 1898 nochmals besucht, weil ich 1894 wegen vorgerückter Dämmerung nur hatte feststellen können, dass er aus Röthidolomit bestehe. Piperoff sagt (S. 38) „Das Gestein sieht wie anstehend aus, aber die Richtung der Schichtung ist N 20 W mit Fallen 55 nach SW, quer zum Streichen des Calanda und des Bündnerschiefergebirges; solches Streichen kann Anstehendes an dieser Stelle nicht haben.“ Er hält ihn in Folge dessen für einen vom Calanda abgestürzten Block. Sehen wir uns also diesen „Block“ etwas näher an. Er bildet einen Hügel, der zur Hälfte abgetragen worden ist und aus dessen Steinen das Schulhaus erbaut wurde. Wir haben dadurch einen prachtvollen Durchschnitt erhalten, der an der Basis 60 m lang ist bei einer

Gipfelhöhe von etwa 12 m. Obenauf liegt eine Kappe echter Moräne, die unter anderen viele abgerundete Geschiebe von Gneiss und Granit einschliesst. Alles andere gehört zum Röthidolomit, dessen Bänke N 0° bis 15° O streichen und mit 45° nach W einfallen (Piperoff gibt N 20 W und 55° SW Einfallen an, was ich nicht bestätigen kann). Zwischen den oberen Bänken lagern sich sericitische Thonschiefer ein, die an Masse zunehmen bis der Dolomit

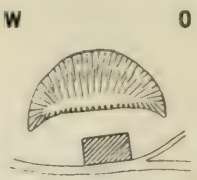


Fig. 63. Toma und Schulhaus von Felsberg 1 : 4000

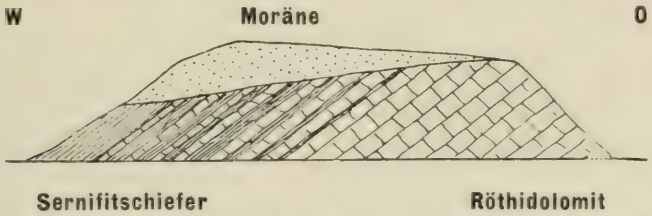


Fig. 64. Toma beim Schulhaus von Felsberg 1 : 1000

nur noch in dünnen Lagen und Linsen in diesem Schiefer liegt und endlich ganz ausbleibt. Selbst wenn man annehmen wollte, wozu indessen nicht der geringste Anhaltspunkt vorliegt, dass diese Schichten bald unter ihrer freigelegten Basis ein Ende hätten, so müsste die ganze Masse doch ein Volumen von mehr als 12000 cbm und ein Gewicht von über 60000 Centner haben. Wie ist es denkbar, dass ein solcher Block von der Höhe herabgestürzt und noch 400 Meter in die Thalebene hinausgeschleudert worden sei, ohne zu bersten und in Stücke zu zerfallen, da ja auf der Westseite die Schiefer gar keine Festigkeit besitzen und auch der Dolomit aus einzelnen wohl abgesonderten Bänken besteht, die noch ausserdem von zahlreichen Absonderungsklüften durchsetzt werden?

Das einzige Argument, das überhaupt für die Blocknatur des Hügels vorgebracht worden ist, besteht in dem veränderten Streichen und Fallen der Schichten — für mich und wohl auch die meisten Geologen entbehrt dasselbe der Beweiskraft.

Der Zusammenhang der Calandafalten mit denjenigen der Vorderrheinthalkette.

Auf die Mulde am Tschingels und im Bleiswald bei Tamins habe ich 1894 die Aufmerksamkeit gelenkt (l. c. S. 236). Sie scheint früher nicht beachtet worden zu sein. Piperoff hat sie acceptirt, aber in seinem Profil VII

thatsächlich wieder eliminirt. Ich gebe deshalb eine neue Zeichnung davon mit genauerer Unterscheidung des Beobachteten und des Vermutheten. Unterhalb Felsberg sind

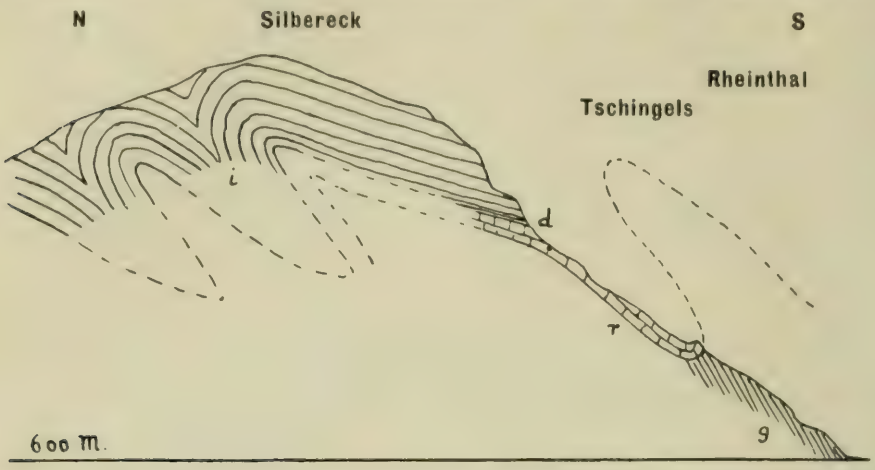


Fig. 65. 1 : 33000. g Gneiss, r Sernifit und Röthidolomit, d Dogger i, Malm.

Jura und Kreideschichten thatsächlich von der Höhe des Calanda-Kammes an herab bis zum Rhein einfach nach SO geneigt. Oberhalb Felsberg jedoch ändert sich das.

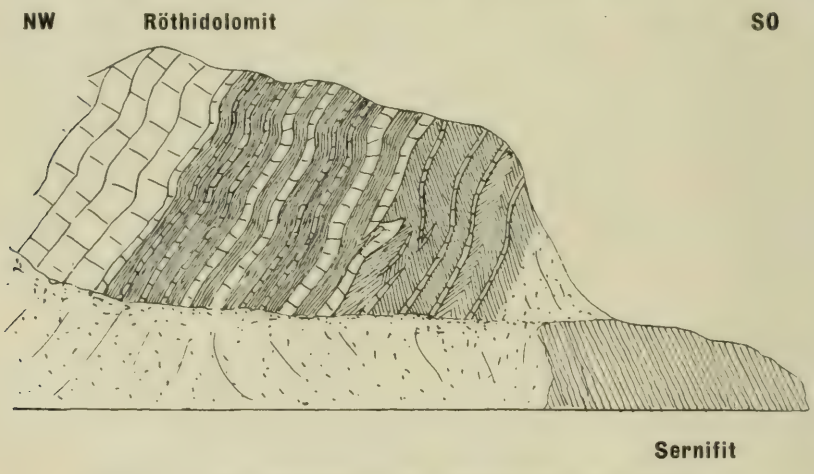


Fig. 66. Die Felswand von Tschingels bei Felsberg.

Die SO geneigten Schichten biegen sich schon in einer Höhe von 400 m über den Rheinspiegel muldenförmig um und fallen dann sehr steil (65°) nach NW ein. In Folge dessen stehen am Rhein nicht wie unterhalb Felsberg die Juraschichten als Muldenkern, sondern der als Verrucano bezeichnete jüngere Gneiss als Gewölbekern an. Seine Schieferung fällt steil nach SO ein.

Den Südflügel dieser Mulde haben wir weiter im Westen im Bleiswald anstehend, aber mit geringerer Neigung nach NW. Jenseits Tamins schliesst die enge Mulde von Trins als Fortsetzung an. Sie ist (siehe mein 1898 gegebenes Profil 2, Tafel IV) nach Norden überkippt; ob sie es auch am Tschingels ist, lässt sich nicht bestimmt behaupten, weil nur der Nordflügel und die basale Umbiegung erhalten ist. Es wurde aber im Profil nach Analogie sämmtlicher anderer Falten des Calanda so angedeutet. Im Allgemeinen jedoch sind die Falten im Calanda weniger stark umgelegt als in der Vorderrheinthalkette und haben sie nicht mehr ein ostwestliches sondern ein nordöstliches Streichen. Sicher aber sind es dieselben Falten da wie dort, und sie bilden das basale Gebirge, welches später von der grossen Glarner Schubmasse von Osten her überdeckt worden ist. Am Calanda ist jedoch von dieser Decke nichts mehr erhalten geblieben.

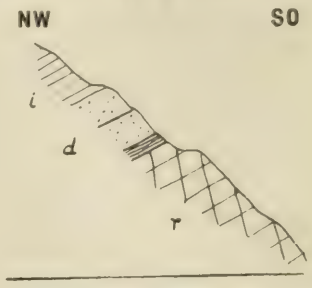


Fig. 67. r Röthidolomit, d Dogger, i Malm

5. Der Fläscher-Berg.

Da Herr Dr. Lorenz diesem Berge ein eingehendes Studium gewidmet hat und von demselben eine genaue Beschreibung demnächst zu erwarten ist, so will ich hier von meinen eignen Untersuchungen nur soviel mittheilen als nothwendig ist, um die tektonischen Beziehungen dieses Inselberges zu den Gebirgstheilen im Osten und Westen zu erkennen.

Es ist längst anerkannt worden, dass die Jura- und Kreideschichten des Fläscherberges die östliche Fortsetzung derjenigen der Churfirsten sind. Dies wird sich kaum bestreiten lassen, doch will ich darauf hinweisen, dass nach der von mir 1898 eingehend begründeten Ansicht die Churfirsten zur Glarner Schubmasse gehören und dass ich in Folge dessen auch den Fläscherberg dazu stelle. Eine directe Beziehung zum Calanda, welcher basales Glarner Gebirge ist, kann ich also nicht annehmen.

Man hat auch, obwohl die Verschiedenartigkeit von Falknis und Fläscherberg stets erkannt worden ist, annehmen wollen, dass insofern doch ein unmittelbarer Zusammenhang und Uebergang zwischen beiden bestehe, als

die untere Kreide des letzteren sich noch am Fusse des Falknis fortsetze. Mösch hat dies auf Blatt IX der geologischen Karte der Schweiz dadurch zum Ausdruck gebracht, dass er den Westrand der Falkniskette als Kreide und oberen Jura kartirte, also den Luziensteig als eine Mulde auffasste. Es hat sich aber ergeben, dass östlich

Fig. 68. 1 : 100000. l Lias, j Malm, t Tithon, c Neocom, f Flysch

desselben nur Lias und Flysch anstehen. Das hat auch schon Richthofen 1882 ausgesprochen, aber er suchte die tektonische Brücke darin, dass er den Fläscherberg selbst für eine Mulde nahm und den Lias des Falknis als ein tieferes Glied des östlichen Muldenflügels deutete.

Betrachten wir den Querschnitt der Fig. 68, so ergibt sich, dass der Fläscherberg aus einer Reihe kleiner Falten besteht, die ein nordnordwestliches Streichen besitzen und nach Westen überliegen. Sie bestehen aus Dogger, Malm, Tithon und unterer Kreide. Die Falten der Guscha hingegen bestehen aus Lias und Flysch und streichen S—N. Eine 500 m breite Schuttzone legt sich zwischen sie und den Fläscherberg, so dass man annehmen könnte, dieselbe verberge die Umbiegung der Kreide und des Tithon der Fläscher-Mulde, während nur der Liasantheil dieses Flügels unter der Guscha sich heraushebe und von einer neuen Mulde überlagert werde. Hierbei muss aber der plötzliche Facies- und Formationswechsel sehr auffallen. Dass sich ein so mächtiges System von Schichten beiderseits so rasch auskeilen sollte, ist schwer zu begreifen und darf um so weniger angenommen werden, da ja auch das Streichen der Falten nicht dasselbe ist. Ich erkläre mir die Thatsachen durch eine Gebirgsstörung, wie es Fig. 68 andeutet, durch welche ursprünglich weiter auseinander liegende Massen durch Ueberschiebung und Verwerfung näher zu einander gekommen sind. Der Luziensteig trennt gegen-

wärtig zwei grundverschiedene Faciesbezirke: in dem westlichen ist Dogger und Malm in helvetischer Entwickelung vorhanden, im östlichen fehlen die Ablagerungen dieser Perioden überhaupt ganz und Lias wie Tithon sind in ostalpiner Facies entwickelt.

6. Tektonischer Ueberblick.

Wenn wir nun nochmals die Schilderungen des Rhätikon, des Plessur- und des Albulagebirges überblicken und miteinander in Verbindung setzen, so ergibt sich überall die Unterscheidung eines unteren und eines oberen, deckenförmig darüber geschobenen Gebirges, welche beide aus der einen in die andere Gebirgs-Gruppe herübergehen. In Bau und Zusammensetzung zeigen sie grosse Selbständigkeit und Verschiedenheit. Gemeinsam sind ihnen jedoch spätere eruptive Durchbrüche und Dislocationen, die sich hauptsächlich in Verwerfungen auf Bruchspalten geäussert haben. Der eigentliche Faltungsprocess hingegen hatte sich schon früher abgespielt, als die Ueberschiebung des unteren Gebirgstheiles noch nicht eingetreten war. Wir wollen letzteren als das *untere*, die darübergeschobene Decke als das *obere rhätische Gebirge* bezeichnen und von jedem eine kurze Schilderung geben.

Das untere rhätische Gebirge.

Man könnte es als ein Flyschgebirge bezeichnen, nicht nur weil der Flysch die jüngste Ablagerung desselben ist, sondern auch weil er grosse Mächtigkeit besitzt und eine sehr weite oberflächliche Verbreitung darin hat. Im nördlichen Theil treten als Unterlage desselben eocäne Nummulitenschichten und die Kreide sowie der Jura in helvetischer Facies zu Tage; im südlichen Theile, etwa von Vaduz an, fehlen jedoch diese Formationen ganz und der Flysch liegt unmittelbar theils auf Tithon, theils auf Lias in ostalpiner Facies. Letzterer hinwiederum lässt südlich von Chur als Unterlage den jungpalaeozoischen Sernifit und Röthidolomit, noch ältere palaeozoische Schiefergesteine (Bündner Schiefer) und den Gneiss erkennen, von denen stellenweise jedoch das eine oder andere Glied fehlt.

Eine Faciesgrenze verlief also während Jura-, Kreide- und Eocänperiode quer von Ost nach West durch dieses Gebiet, die erst zur Flyschzeit verschwand (Tafel I).

Im Norden dieser Grenze breitete sich zur Liaszeit ein Meer aus, das ununterbrochen bis zum Beginn der Tertiärzeit fortbestand, während das südlich davon gelegene Meer sich schon zu Ende der Liasperiode zurückzog und seine Ablagerungen als Festland zurückliess. Erst nach längerer Unterbrechung kehrte es wieder dahin zurück und setzte die foraminiferenreichen Mergel und massigen Nerineenkalke des Tithon ab, bis ein neues Zurückweichen des Strandes nach Norden eintrat, in Folge dessen das Gebiet während der ganzen Kreidezeit Trockenland blieb. Eine letzte Invasion des Meeres erfolgte dann zur Flyschzeit, der aber alsbald durch die beginnende Aufrichtung der Alpen ein für allemal ein Ende bereitet wurde.

Der Gegensatz, den der südliche Faciesbezirk mit seinem Wechsel von Land und Meer gegenüber der scheinbaren Ruhe im nördlichen Bezirk zeigt, findet wohl seine Erklärung darin, dass sich die südlichen Meeresräume nicht so erfolgreich wie die nördlichen gegen die Ausfüllung durch ihre eignen Sedimente und die Einschwemmungen von der Küste her schützen konnten. In der That zeichnen sich die Liasablagerungen im Süden durch ihre bedeutende Mächtigkeit aus und durch das Auftreten jener merkwürdigen polygenen Conglomerate, die zahllose bis über kopfgross werdende und oft nur wenig abgerollte Stücke von Graniten, Gneiss, krystallinischem Schiefer, permischem Dolomit, Jaspis und Schiefer, triasischem Hornstein, Kalkstein und Dolomit führen. Sie stammen von dem südlichen Ufer des Liasmeeres und müssen durch die Flüsse und die Bewegung der Meereswogen auf den Boden des Liasmeeres gerathen sein.

Dieses polygene Conglomerat legt zugleich Zeugniss ab über Vorgänge, welche sich abgespielt hatten, ehe das Liasmeer von diesem Gebiete Besitz ergriff. Die älteren Sedimente der Trias, des Palaeozoikums und Archäikums mussten ihre ursprünglich horizontale Lage verlassen haben, Faltungen und Aufrichtungen mussten auch die älteren von ihnen an die Oberfläche gebracht haben, damit sie zur Liaszeit von den Flüssen und den brandenden Meereswogen angefressen, zernagt und ihre Trümmer fortgeschafft und abgerollt werden konnten. Wie die Einzelbeschreibungen uns belehrt haben, liegen die liasischen Schichten in der That discordant auf jenen und zwar abwechselnd auf Trias, Perm, palaeozoischen Bündner Schiefern und Gneiss. Diese vorliasische Faltung, welche ich 1895 auch für das Gebiet

zwischen Vorder- und Hinterrhein nachgewiesen habe, und die dort als aus einer posttriasischen und einer praetriasischen zusammengesetzt aufgefasst wurde, hat die damaligen orographischen Verhältnisse geschaffen und den Meeren ihre Räume angewiesen. Zu den alpinen Faltungen dürfen sie aber unter keinen Umständen gezählt werden.

Es ist wichtig darauf hinzuweisen, dass dieses vorliasische Gebirge bereits granitische Massen einschloss.

Wenn wir von der wohl nothwendigen Annahme ausgehen, dass die Meeresbecken dieser Gegend sich durch langsames Sinken des Bodens vor der Ausfüllung durch Sedimente geschützt haben — mit Erfolg im Norden während Jura-, Kreide- und eines Theiles der Tertiär-Periode, im Süden nur während der Liaszeit, — so werden wir den Eintritt des Tithon-Meeres im Süden, auf ein dort wiedererwachendes oder doch stärker werdendes Sinken zurückführen können. Mit dieser Bewegung waren aber jedenfalls locale Aufrichtungen verknüpft, denn es ist unzweifelhaft, dass die tithonischen Sedimente discordant auf denen des Lias abgesetzt worden sind. Derselbe Wechsel hat sich dann nochmals zwischen Tithon- und Flyschperiode wiederholt und als Endergebniss den Absatz der mächtigen Flyschmergel und -Sandsteine gehabt.

Nun erst setzte die erste alpine Faltung ein, das Meer verschwand und zog sich in die heutige subalpine Region zurück. Alle vorhandenen Gesteine wurden von der Gebirgsbewegung ergriffen, sowohl die noch annähernd horizontal gelagerten jurassischen, cretacischen und tertiären als auch die schon stark gefalteten palaeozoischen Sedimente und die granitischen Stücke. In erster Linie entstanden Faltungen, in zweiter auch Brüche und Verschiebungen auf den Bruchflächen.

Die Falten, welche entschieden das vorherrschende tektonische Element waren, haben sich in der Hauptsache in der Richtung SW—NO gestellt.

Das obere rhätische Gebirge.

Soweit hatten sich die Verhältnisse entwickelt, als von Osten her eine neue und ganz andersartige Bewegung einsetzte. Ein östlicher Gebirgstheil wurde auf einer flachgeneigten Bruchfläche über das eben besprochene westliche Gebirgsstück heraufgeschoben und so entstand über letzterem das obere rhätische Gebirge als eine gewaltige Decke. Was jetzt davon direct über dem unteren Gebirge

liegt, lag ursprünglich mindestens 30 km weiter davon entfernt im Osten, und damit wird die auffällige Verschiedenheit beider Theile in Bau und Beschaffenheit leicht verständlich. So gross dieser Unterschied auch erscheint, so ist er doch nicht grösser als derjenige, welcher entstünde, wenn man von dem unteren einheitlichen Gebirgsstücke den südlichen Faciestheil 30 km weit über den nördlichen schöbe, wodurch auf die Kreide in helvetischer Facies das Liasgebirg in ostalpiner Facies zu liegen käme.

An der Zusammensetzung dieses oberen Gebirges betheiligt sich der Flysch zwar auch noch, aber seine Ausdehnung ist eine sehr viel geringere als im unteren Gebirge. Er liegt discordant abwechselnd auf Tithon, Lias, Trias und Perm. Tithon fehlt im nördlichen Rhätikon, im südlichen ist es mächtig entwickelt, vorwiegend als massiger heller Kalkstein, der in der Drusenfluh und Sulzfluh herrliche Bergmassive aufbaut, im Plessurgebirge fehlt es ganz, stellt sich aber weiter nach Süden im Engadin in Form von Aptychenkalken wieder ein. Für den Malm und Dogger kennt man nirgends eine Vertretung. Der Lias hingegen ist fast überall verbreitet — im nördlichen Rhätikon in Adnether, im Plessur- und Albulagebirge in Algäufacies. Das Tithon liegt nicht discordant darüber wie im unteren Gebirge, sondern schliesst sich von dem Lias aus. Im südlichen Rhätikon, auf den es beschränkt ist, kommt Lias, wie es scheint, nicht vor, ebensowenig wie die Trias. Letztere ist hingegen mächtig im nördlichen oder vorarlberger Rhätikon entwickelt in der vorarlberger Facies. Im Plessur- und Albulagebirge ist sie auch vorhanden, aber in einer anderen mehr dolomitischen Facies, die ihre Analogien eher im Engadin und am Ortler als in den nördlichen Ostalpen hat. Ueberall liegt die Trias discordant auf den älteren Schichten und zwar zumeist auf dem Röthidolomit, seltener auf Sernifit oder Gneiss. Die älteren palaeozoischen Bündner Schiefer fehlen hier gänzlich. Auch der Röthidolomit tritt im Norden stark zurück, dahingegen spielen die granitischen Massen besonders im Albulagebirge als Basis der Sedimente eine ganz hervorragende Rolle.

Die palaeozoischen Meere haben anscheinend dieses Gebiet erst zur Permzeit erobert, dann aber dieselben Sedimente wie im unteren rhätischen Gebirge und in den Glarner Alpen abgesetzt, nämlich Sernifit mit Einschaltungen von Quarzporphyr (Sandhubl und Cotschna), Röthidolomit und Quartenschiefer. Von der Fauna, welche dieses

Meer bevölkert hat, sind bis jetzt nur einige Radiolarien und auch die nur im Osten bekannt geworden. Ehe das Triasmeer von Osten her eindrang, scheint eine kurze Periode der Trockenlegung und Erosion sich eingeschoben zu haben, in der ein Theil der Permablagerungen wieder weggeführt worden ist. Dann aber sank mit Ausnahme vielleicht eines inselartigen Theiles, der jetzt im südlichen Rhätikon liegt, alles wieder unter den Meeresspiegel, unter welchem langsam sich Absätze aufhäuften, aus denen später die triasischen Sandsteine, Kalksteine, Mergel und Dolomite hervorgingen. Doch können wir auch da, ähnlich wie im unteren rhätischen Gebirgstheile, ein nördliches und ein südliches Faciesgebiet unterscheiden.

Dieses Triasmeer hing mit demjenigen der Ostalpen selbstverständlich zusammen und gehörte zu dessen westlichem Ende. Die Uferlinie dürfen wir freilich hier zu sehen nicht erwarten, erstens weil die Erosion vieles von der Stirn dieser rhätischen Schubmasse entfernt hat, und zweitens, weil die wahre Uferzone höchst wahrscheinlich in dem untern rhätischen Gebirge, aber verdeckt von der oberen Schubmasse liegt. Nicht nur lag der Westrand der Trias des Rhätikon und Plessurgebirges vor der Ueberschiebung mehr als 30 km weiter ostwärts, sondern auch seine westliche Fortsetzung liegt noch heute ebensoweit im Osten. Wenn es wahr ist, dass die Splügener Kalkberge Absätze eines südwestlichen Meeresarmes sind, so bilden sie doch nicht die unmittelbare Fortsetzung der ihnen heute zunächst liegenden Trias der Toissa, sondern jener Uferablagerungen, die über 30 km weiter im Osten in der Tiefe verborgen sein müssen.

Die Faciesverschiedenheiten, welche die Trias der Ostalpen beherrschen und die durch die Existenz eines medianen alpinen Festlandes oder Inselzuges bedingt sind, reichen auch bis hier nach Graubünden herein, und vielleicht ist der schon erwähnte triasfreie inselartige Theil des südlichen Rhätikons nur ein Theil jenes medianen Festlandes, vielleicht ist er auch ein Vorgebirge des helvetischen Festlandes gewesen, welches damals den grössten Theil des schweizerischen Alpengebietes einnahm.

Theile der Küstenlinie des Triasmeeres gegen diese Insel oder dieses Vorgebirge scheinen jedoch erhalten geblieben zu sein und sie zeigen uns, dass dies Ufer kein beständiges war — es wurde von den Meereswogen bearbeitet und verändert und schliesslich die Strandlinie ins

Land vorgeschoben. Dahin wenigstens lässt sich die so auffällige Transgression der Koessener Schichten am Arosaer Roth- und Weisshorn und vielleicht auch die besondere Triasausbildung am Kessikopf des nördlichen Rhätikon deuten.

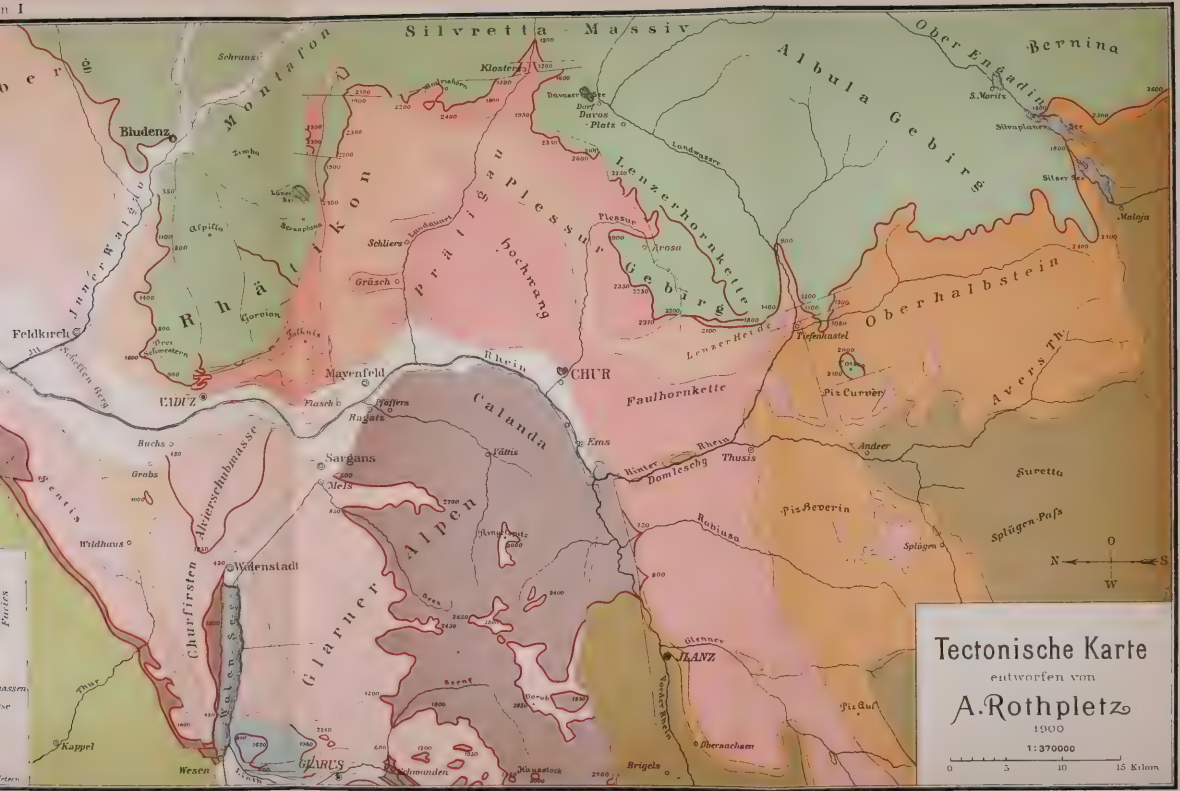
Auch zur Liaszeit wird dieses Land als Insel noch bestanden haben, denn es liegen keine Anzeichen dafür vor, dass sich einstmal liasische Meeresabsätze darauf gebildet haben. Auch für die Faciesgrenze scheint es noch immer bestimmend gewesen zu sein, da im Norden die Adnether, im Süden davon die Algäuer Facies herrscht, welche wie im unteren rhätischen Gebirge durch die Bildung polygener Conglomerate ausgezeichnet ist.

Nun trat ein vollständiger Rückzug des Meeres ein, so dass Meeresablagerungen aus der Dogger- und Malmzeit diesem Gebiete gänzlich abgehen, und erst zur Tithonzeit wurde ein Theil wieder vom Meere in Besitz genommen, merkwürdiger Weise jedoch gerade nur jene Festlandzunge des südlichen Rhätikons. Woher dieses Tithonmeer kam lässt sich einstweilen nicht feststellen, jedenfalls war es ein Theil des grossen Meeres, das sich in vielgestaltiger Form über den grössten Theil der Alpen ausdehnte, aber durch zahlreiche grössere und kleinere Inseln unterbrochen war und so bedeutende Unterschiede auch in seinen Tiefen besass, dass die Bewohner dieses Meeres und seine Absätze zu viefältigem Wechsel gezwungen wurden. Wichtig aber ist es, festzuhalten, dass dieselben Tithonablagerungen auch in dem basalen unteren rhätischen Gebirge vorkommen, dort allerdings discordant auf dem Lias ruhend.

Kreide- und Nummuliten-Schichten fehlen vollständig. Das hat die rhätische Schubmasse mit dem südlichen Faciesbezirk des basalen Gebirges gemeinsam, ebenso wie die Invasion des Flyschmeeres, dessen Absätze allerdings nicht eine so grosse Verbreitung, wohl aber sonst gleiche Beschaffenheit haben.

Nun erst traten auch hier die alpinen Faltungen und Verwerfungen ein. Die Richtung der Mulden und Sättel ist vorherrschend eine nordöstliche und nur im südlichen Rhätikon dreht sie sich in eine nord-südliche, so dass man den Gesammtverlauf als einen sigmoidalen bezeichnen könnte.

Wir haben im Plessurgebirge eine Hauptfalte, die in nordöstlicher Richtung vom Lenzer-Horn zum Schiahorn bei Davos zieht; von dort an nimmt sie nach kurzer Unter-



Tectonische Karte

entworfen von

A. Rothpletz

1900

1:370000

0 5 10 15 Kilom.

Lith u. Druck v. Palm & Enke, Erlangen

brechung durch den Serpentinstock der Todtenalp von der Casanna an über das Madrishorn bis zur Sulzfluh eine rein nördliche Streichrichtung an. Hier bei der Tilisuna-Alp endet sie jedoch unvermittelt an der Tilisuna-Gaflei-Verwerfung. Jenseits derselben liegen die Falten des Rhätikon nicht in ihrer Fortsetzung und auch das Streichen ist ein anderes, eigentlich rein nordöstliches, das sich aber nahe jener Verwerfung in ein ostwestliches umbiegt.

Es muss angenommen werden, dass die Felsen der rhätischen Schubmasse durch jene Verwerfung durchschnitten und auseinandergeschoben worden sind.

Uebrigens dürfen wir nicht vergessen, dass die tektonisch durchaus einheitliche Falte Lenzerhorn-Tilisuna dies mit Bezug auf ihre Zusammensetzung keineswegs ist. Im Plessurgebirge bei Davos ist der in die archäischen und palaeozoischen Schichten eingefaltete Muldenkern durchaus triasisch, weiter nördlich hingegen verschwindet die Trias bald ganz und wird erst durch Lias, dann durch Tithon und Flysch ersetzt. Während aber dieser Wechsel in den Formationen ein ganz allmählicher ist, überrascht uns das plötzliche Aufhören der mächtigen tithonischen Kalkstöcke der Kirchlispitzen, Drusen- und Sulzfluh an der Gaflei-Tilisuna-Spalte deshalb so sehr, weil jenseits bisher keine Spur derselben mehr aufgefunden worden ist. Ich habe allerdings gerade das hierbei in Betracht kommende Gebiet zwischen Rells- und Gampadelthal nicht mehr untersucht und der Röthidolomit am Seehorn macht mir eine Fortsetzung auch des Tithons über jene Verwerfungsspalte hinüber recht wahrscheinlich, aber grössere Massen davon könnten wohl kaum da sein, ohne von Richthofen, Escher, Mojsisovics, Koch etc. beobachtet worden zu sein.

Auch in der Form der Falten zeigen sich grosse Verschiedenheiten. Die grosse Tithonmulde des südlichen Rhätikon ist ganz liegend und stark in vertikaler Richtung zusammengedrückt. In ihrer südwestlichen Fortsetzung jedoch stellt sie sich etwas steiler und ihr unterer Flügel ist über sich selbst schräg hinaufgeschoben worden, so dass seine getrennten Theile schuppenartig übereinander liegen. In seiner Ausdehnung nach NW zeigt er ausserdem eine Anzahl von kleineren ebenfalls überkippten Auffaltungen. Im nördlichen Rhätikon hingegen sind die Falten flach bis höchstens steil gestellt und nur die Zimbamulde zeigt eine schwache Neigung zur Ueberkippung.

Diese Veränderlichkeit der Falten in ihrer Anzahl, Steilheit und Richtung sowie ihr plötzliches Absetzen im Streichen ist wohl auf Rechnung des Gebirgsschubes zu setzen, der alle diese ursprünglich wohl regelmässiger ausgebildeten Falten über 25 km weit auf das westliche Gebirge geschoben hat, wobei der Widerstand local ein sehr verschiedenartiger gewesen sein und zu allerhand einseitigen Stauungen geführt haben mag. Darauf dürfen wohl auch die schuppenartige Ueberschiebung in der Lenzerhornfalte zurückgeführt werden sowie die kleineren Querverschiebungen, welche das Arosaer Plateau betroffen haben.

Die Ueberschiebung.

Die Abtrennung des unteren von dem oberen rhätischen Gebirge geschieht durch die Ueberschiebungsfläche. Wir nennen sie *die rhätische*. Ihr Ausstrich an der Gebirgsoberfläche bildet eine sehr unregelmässige und vielfach aus- und eingebuchtete Linie, die auf der tektonischen Kartenskizze zur Darstellung gebracht ist. Gleichwohl ist die Fläche selbst verhältnissmässig recht eben und zeigt in der Hauptsache eine schwache Neigung nach Osten (Einlage I und IV). Auch von Nord nach Süd steigt sie auf und ab, es ist das aber meist Folge localer späterer Verschiebungen auf Brüchen (Einlage II). Davon abgesehen ist sie in dieser Richtung ganz schwach gewölbt, aber so, dass der nördliche Gewölbeflügel etwas mehr als der südliche herabhängt. Am vorderen Rand der Ueberschiebung machen sich einige kleine inselartige Vorsprünge bemerkbar, die dann auch stärkere Neigung der Schubfläche zeigen. Dahin gehört die Toissa und der Stein bei Oberhalbstein, der Dolomit bei der Gapfallalp und am Fuss des Heupiel sowie die Dolomit- und Gyps-Inseln beim Glecktobel und oberhalb Vaduz, wo die Schubfläche ausnahmsweise sogar eine recht starke Neigung nach West aufweist.

Charakteristisch für die Ueberschiebungsfläche ist, dass sie die Schichten und deren Falten im Hangenden wie im Liegenden ohne Rücksicht auf ihren Verlauf durchschneidet. Zweifellos ist sie erst nach der Faltung und von einer so enormen Kraft erzeugt worden, dass dieser gegenüber die Richtung und Härte der oberflächlichen Gesteine gar keine Bedeutung hatte. So sehen wir denn insbesondere die Mulden und Sättel des Deckgebirges in einer Weise unten abgeschnitten, dass diese häufig wurzellos und jene ohne Boden erscheinen. Besonders die liegenden

Mulden sind oft förmlich in der Medianebene halbirt, so dass die jüngsten Schichten des Kernes unten und die älteren darüber liegen und in dieser Aufeinanderfolge auf andere manchmal sogar ältere Schichtenköpfe des basalen Gebirges geschoben worden sind.

Starke Zerreibung und Zerknitterung der Gesteine auf der Schubfläche kommt zwar vor, ist aber verhältnissmässig nur selten zu sehen wegen der starken Schuttanhäufungen, die fast überall den äusseren Rand der rhätischen Schubmasse verhüllen. Dahingegen ist häufiger eine schuppenförmige Stauung im Deckgebirge wahrzunehmen, die den minor thrusts entspricht. In ausgezeichneter Weise sieht man dies am Nordfuss der Mädrigerfluh (Fig. 45) und in grösserem Maasstabe bei Sanaspans (Fig. 48—49) oder zwischen der Hornspitz und dem Amatschonjoch (Profil 3). Ferner beweisen die Flyschzungen der Kirchlispitzen (Fig. 26) die Gewalt des Druckes, den das Deckgebirge auf seine Unterlage ausgeübt hat.

Dass das Deckgebirge von Osten nach Westen hergeschoben wurde, geht in erster Linie daraus hervor, dass der unregelmässig ausgebuchtete Stirnrand auf der Westseite liegt und eine Gebirgsmasse umsäumt, die sich ohne Unterbrechung ins Silvrettagebirge fortsetzt, so dass eine entgegengesetzte Bewegung von West nach Ost ganz unmöglich erscheint. Ferner ist massgebend, dass die ostalpine Trias des Rhätikons mit derjenigen des Nordrandes der Ostalpen einen einzigen Zug ausmacht, so dass sich dieser selbst in seiner ganzen Ausdehnung bei der Ueberschiebung verlagert haben muss. Jede andere als ungefähr westliche Richtung ist aber dafür ausgeschlossen.

Die Weite dieses Schubes lässt sich nicht genau feststellen, wohl aber eine Minimalgrösse derselben dadurch, dass wir vom äussersten Stirnrand aus in die rückläufige Prätigauer Bucht hineinmessen. Wir erhalten dann beinahe 30 km.

Die Verwerfungen.

Neben den zum Theil wahrhaft grossartigen Schichtenfaltungen spielen Bewegungen auf Bruchspalten eine nicht unwichtige Rolle im Baue dieses Gebirges. Es lassen sich nach der Lage der Bruchspalten und nach der Richtung der Bewegungen Längs- und Querverwerfungen, Ueberschiebungen, Einbrüche und Verschiebungen unterscheiden. Ausserdem kommen aber auch noch zeitliche Unterschiede in Betracht.

Die ältesten Verwerfungen.

Diejenigen Verwerfungen, welche nur einen Gebirgstheil, sei es den basalen oder den überschobenen, betroffen haben und mit dem Vorgange der Ueberschiebung selbst keinen Zusammenhang aufweisen, müssen als die ältesten angesehen werden, die unmittelbar auf die grosse erste alpine Faltung folgten. Hierzu gehört die *Verwerfung Splügen-Tiefenkastel*, welche in der alpinen Strichrichtung liegt, also Längsverwerfung ist. Bei Tiefenkastel verschwindet sie unter dem rhätischen Deckgebirge, bei Splügen setzt sie noch weiter nach SW fort, harrt aber in dieser Richtung erst der weiteren Untersuchung.

Im rhätischen Deckgebirge scheint es auch Verwerfungen dieser Altersklasse zu geben. Ich möchte dahin die Faltenüberschiebung der Lenzerhornkette und die kleinen Querverschiebungen des Arosaer Plateaus stellen. Erstere liegt in der alpinen Streichrichtung SW—NO, doch ist es immerhin möglich, dass sie erst während der Ueberschiebung entstanden wäre. Die gleiche Unsicherheit besteht für die Verwerfungen Heupiel—Bludenz und Lüner See—Bludenz im Rhätikon, doch erscheint ein jugendlicheres Alter für diese das wahrscheinlichere.

Die Verwerfungen der Ueberschiebungsperiode.

Hierhin gehört natürlich in erster Linie die grosse rhätische Ueberschiebung selbst mit ihrer bereits geschilderten Schubfläche und den kleineren inneren schuppenförmigen Ueberschiebungen, wie sie am Rande gegen die Lenzer Heide und am Nordfuss der Madrigerfluh sichtbar werden.

Aber ausserdem ist es wahrscheinlich, dass auch die *Verwerfung Tilisuna—Gaflei* in diese Periode fiel. Sie ist allerdings keine Ueberschiebung und das Abschneiden der Lenzerhornkette an ihr lässt sie als Querverschiebung, die tiefere Lage der Schubmasse im Norden auch als Sprungverwerfung auffassen. Sie durchsetzt nicht nur die obere, sondern auch die untere rhätische Gebirgsmasse, so dass man veranlasst werden könnte, sie zu den jüngeren Verwerfungen zu stellen, die erst nach der Ueberschiebung eingetreten sind. Dagegen spricht aber nicht nur ihr ungewöhnlicher Verlauf, sondern auch die erhebliche gleichzeitige Verschiedenheit in Bau und Zusammensetzung der unteren und oberen Gebirgsmasse zu beiden Seiten dieser

Verwerfungsspalte. Das keilförmige Vordringen im Süden derselben, wodurch der Lias der Algäufacies in das Verbreitungsgebiet der helvetischen Kreide zwischen Falknis und Vaduz vorgeschoben worden ist, lässt auf eine Bewegung nach Westen schliessen, von der nicht nur die rhätische Schubmasse, sondern hier local auch das basale Gebirge während der Ueberschiebung mit erfasst worden ist. Wir können es als eine Art von Schleppung auffassen, die im basalen Gebirge zu untergeordneten Ueberschiebungen (minor thrusts) geführt haben muss. Als eine solche erscheint auch thatsächlich die Alvierüberschiebung, deren Vorhandensein ich bereits vor mehreren Jahren erkannt und beschrieben habe, ohne damals eine Ahnung davon zu haben, dass sich dieselbe aus dem Studium des östlichen Gebirges gewissermassen als eine Nothwendigkeit ergeben könnte. Sie liegt bezeichnender Weise gerade als westlicher Stirnrand der Falknis-Scholle vor.

Wir dürfen danach annehmen, dass die rhätische Gebirgsdecke während ihrer Bewegung nach Westen irgendwie an dem basalen Gebirge einen localen besonders heftigen Widerstand angetroffen hat, der zu einer Abreissung des gestauten Theiles von demjenigen, der in seiner Schubbewegung ungehinderter war, führte. Die Abrissfläche wäre die heutige Verwerfung Tilisuna—Gaflei.

Die jüngsten Verwerfungen.

Nachdem die grossen westlichen Ueberschiebungen zur Ruhe gekommen waren, wurde das Gebirge noch von einer Reihe von Verwerfungen erfasst, die von nicht unbedeutendem orographischem Einfluss waren.

Von Längsverwerfungen sind im Rhätikon die Bruchlinien *Vaduz—Bludenz*, *Heupiel—Bludenz* und *Glecktobel—Tilisuna* zu nennen. Dass die mittlere derselben möglicher Weise ein höheres Alter hat, ist bereits angedeutet worden.

Zu den Querverwerfungen zählen die Verwerfungen *Lüner See—Bludenz*, *Schweizerthor—Parsenn—Parpan*, *Tilisuna—Klosters*, *Selfranga—Klosters* und *Stein—Tiefenkastel*.

Möglicher Weise gehört die Verwerfung *Parpan—Parsenn* zu den Längsverwerfungen und steht nicht mit der des Schweizerthores in Verbindung, sondern setzt sich nach NO ins Schlappinathal fort.

Im Allgemeinen sind die Dislocationen, welche auf diesen jüngeren Verwerfungsspalten stattgefunden haben, gegenüber

denen, die mit den alpinen Faltungen und der rhätischen Ueberschiebung verknüpft waren, sehr geringfügig. Gleichwohl haben sie einen bedeutenden Einfluss auf die Gestaltung der heutigen Orographie ausgeübt. Es liegt das daran, dass sie sehr jugendlich sind, ihre Spuren also noch nicht so verwaschen worden sind, wie diejenigen der zwar grösseren aber viel älteren tektonischen Bewegungen.

Die Entstehung des Lüner Sees, des Schweizerthores und insbesondere des Grubenpasses schliesst sich in auffälliger Weise der Existenz von Querverwerfungen an. Der grabenförmige Einbruch bei Selfranga mag für die Entwässerung des Davoser Thales von einschneidender Bedeutung geworden sein. Es wird gegenwärtig gerne angenommen — obwohl die stricten Beweise dafür fehlen (s. Lubbock, Scenerie of Switzerland 1898 S. 189), dass ehemals Schlappina und Sardasca die oberen Theile des Thales von Davos waren und dass ihre Wasser mit dem Landwasser vereinigt nach Tiefenkastel abflossen. Erst später soll sich die Landquart rückwärts in die Bergkette eingeschnitten haben, welche Casanna und Madrishorn ebenso verband, wie jetzt noch das Madrishorn mit der Sarotlaspitze verbunden ist. Es ist recht wohl möglich, dass dies so war, dass aber die Erosionswirkung dabei wesentlich durch tektonische Bewegungen unterstützt und geleitet wurde. Jedenfalls musste in dieser Hinsicht das Einsinken des alten Thalbodens bei Selfranga und seine dadurch erzielte Neigung nach Norden statt Süden einen bedeutsamen Einfluss ausüben.

Die Basalt- und Serpentindurchbrüche.

Diese stehen gebliebenen Zeugen vulkanischer Thätigkeit verleihen Graubünden einen besonderen Reiz. Auf die Entstehung des Gebirges haben sie zwar gar keinen Einfluss ausgeübt, wohl aber dürfen wir den auffallenden Reichthum Graubündens an Thermalquellen auf den vulkanischen Herd zurückführen, dessen Vorhandensein eben jene Zeugen bekunden. Die alpinen Faltungen waren schon entstanden und von Osten her hatten sich schon die Ostalpen in Bewegung gesetzt und sich mit ihrem Westrande über die Westalpen gelegt, als jener Herd zu gang- und stockförmigem Aufsteigen vulkanischer Massen Veranlassung gab, die in das basale und das darüber geschobene Gebirge eindrangen und dasselbe an den Berührungsstellen vielfach metamorphosirten.

Sie kamen erst nach der Ueberschiebung — waren sie vielleicht eine Folge derselben? Es lässt sich heute nicht mehr genau feststellen, wie dick die rhätische Schubmasse war, aber durchschnittlich dürfen wir ihr wohl eine Mächtigkeit von 2000 Metern unbedenklich zuschreiben. Um diesen Betrag wurde also im östlichen Graubünden die Erdoberfläche erhöht und deren nun in 2000 m Tiefe begrabenen Gesteine damit um wenigstens 60° Cels. erwärmt. Muss aber diese locale Ueberlastung nicht auch noch ohnedies ein Einsinken dieses Krustentheiles und damit eine Temperaturerhöhung desselben bedingt haben? Es frägt sich, ob solche Vorgänge und Veränderungen an der Oberfläche geeignet sind, die vielleicht überall in der Tiefe schlummernde Neigung zu vulkanischen Ausbrüchen zu wecken? Man wird dies kaum in bestimmte Abrede stellen können, besonders da die Ueberlastung und Temperaturerhöhung, wie wir im nächsten Abschnitte auseinander zu setzen haben, wahrscheinlich ein doppelt so hohes Ausmass, als wie das jetzt angegebene gehabt hat.

7. Orogenetischer Ausblick.

Wir sind an den Grenzen unseres Arbeitsgebiets angelangt und haben dasjenige mitgetheilt, was es uns zu erkennen gestattete. Mehrere von den Fragen, die wir im Vorwort aufgeworfen haben und deren Beantwortung uns am Herzen liegt, sind unbeantwortet geblieben, weil sie über unser Arbeitsgebiet hinausgreifen. Aber zum Schlusse dürfen wir uns wohl gestatten, einen Blick über dasselbe hinaus zu werfen, um unsere Ergebnisse mit anderen in Verbindung zu bringen, welche die Nachbarschaft gezeitigt hat.

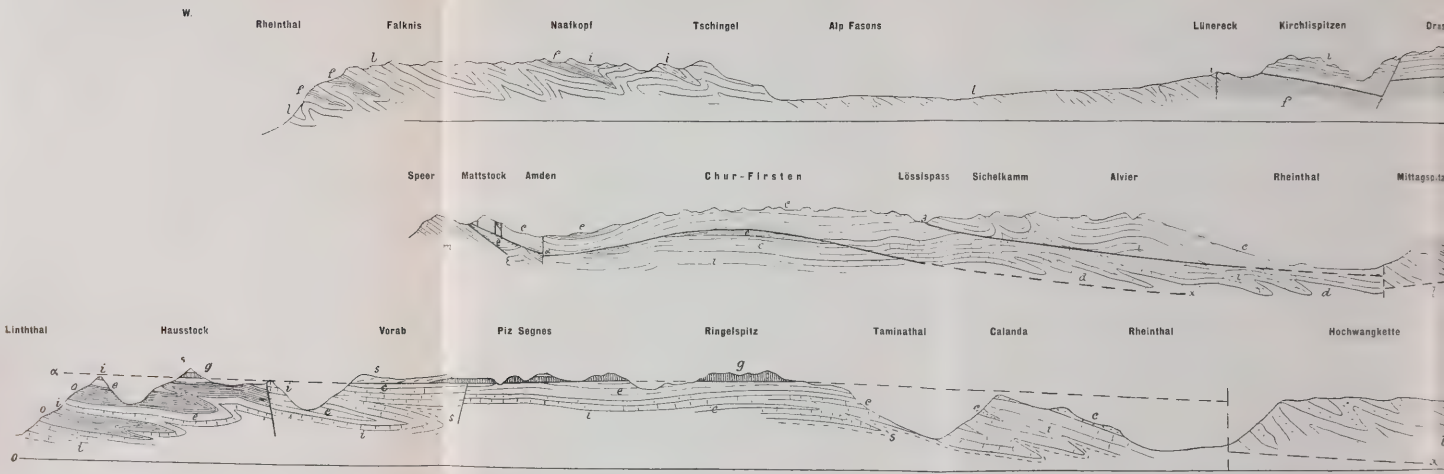
Da ist vor Allem die Frage vordringlich nach der westlichen Fortsetzung des unteren rhätischen Gebirgstheiles. Bei der Beantwortung derselben können wir uns für die südwestliche Nachbarschaft auf die Ergebnisse früherer Arbeiten in den Glarner Alpen stützen (1898), für die nordwestlichen Gebiete sind wir in höherem Maasse auf Deutungen und Vermutungen angewiesen.

Die Glarner Ueberschiebung.

Die beigegebene tektonische Skizze (Tafel I) zeigt uns die Verbreitung der Glarner Schubmasse in den Glarner Alpen, wie ich sie durch frühere Aufnahmen bestimmt habe.

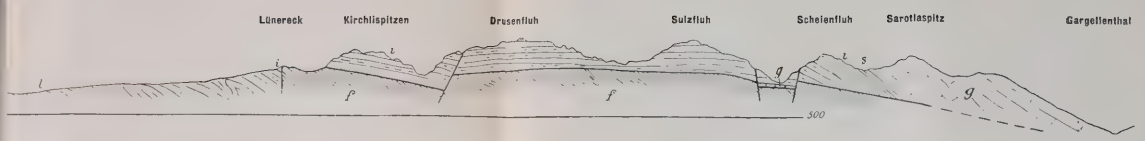
Nach Süden setzt sie sich über den Vorderrhein nach Graubünden herein fort, ist aber in Folge von Absinken auf einer westöstlichen Verwerfungsspalte in eine so tiefe Lage gekommen, dass das darunter liegende basale Gebirge nur noch bei Versam und Carrera hervorschaut und man ohne diese Aufschlüsse ernsthaft daran zweifelhaft werden könnte, ob diese stattlichen Berge des westlichen Graubündens wirklich einer übergeschobenen Gebirgsdecke angehören. Dieselbe reicht nachweislich nach Süden bis zum Hinterrhein, umfasst also auch die Splügener Kalkberge und den Beverin. Von diesem wissen wir aber durch unsere vorausgehende Untersuchung ganz bestimmt, dass sie Theile der *unteren rhätischen Gebirgsmasse* sind, und daraus ergibt sich weiter die wichtige Thatsache, dass diese und die Glarner Schubmasse ein und dasselbe tektonische Glied sind. Die östliche Wurzel der Glarner Schubmasse haben wir damit im rhätischen Gebirge erkannt; sie liegt aber auch in Vorarlberg. Die Churfirstenkette leitet uns dort hinüber. Auch sie ist ein Theil der Glarner Schubmasse und liegt auf dem basalen Gebirge, welches an den Nordufern des Walensees zum Vorschein kommt. Die Kreidefalten der Churfirsten und des dazu gehörigen Mattstockes setzen sich in denjenigen des Sentis nach NO fort und somit ist auch dieses stattliche Gebirge an der Nordostecke der Schweizerischen Alpen nur ein Theil der Glarner Schubmasse. Die flachen Ueberschiebungen, mit denen der Sentis gegen NW endet, habe ich theilweise schon 1894 beschrieben. Es ist anzunehmen, dass er ebenso wie der Mattstock über Flysch und jüngere Kreide hinübergeschoben worden ist. Man kann nicht daran zweifeln, dass die Kreidefalten des Bregenzerwaldes die östliche Fortsetzung der Sentisfalten seien und so müssen wir also auch diese, die wir bereits als einen Theil der unteren rhätischen Gebirgsmasse erkannt haben, zur Glarner Schubmasse stellen, und es wird uns das Ergebniss, welches wir im südlichen Graubünden erlangt haben, hier im Norden vollkommen bestätigt, nämlich, dass die *Glarner Schubmasse die Basis der rhätischen Schubmasse bildet.*

Die Glarner Schubweite beträgt mindestens 40 km, d. h. soviel als der Abstand vom Ostrande des Calanda bis zur Westseite des Linththales misst. Die rhätische Schubweite misst jedenfalls 30 km. Also kann man behaupten, jeder Punkt der Glarner Schubmasse lag ur-



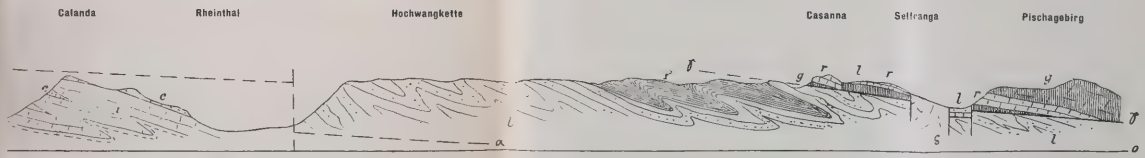
g Gneiss, s Ser[illegible] r Röthidolomit, t1 untere, t2 mittlere (Muschelkalk–Raibler Schichten), t3 obere Trias, l Lias, d Dogger, j oberer Jura, c Kreide, e Eocän, o Oligocän, f Flysch, m Molasse, ç Serpe[illegible]

Einlage IV.



Profil 11.
1 : 75000.

Profil 12.
1 : 75000.



Profil 13.
1 : 150000.

las. **d** Dogger, **l** oberer Jura, **c** Kreide, **e** Eocän, **o** Oligocän, **f** Flysch, **h, m** Molasse, **ζ** Serpentin, **α** Glarner-, **β** Alvier-, **γ** rhätische, **δ** Seesaplana-, **ε** Molasse-Ueberschiebungsfläche.

sprünglich 40, jeder der rhätischen Schubmasse 70 km weiter östlich. Diese 70 km gehören zur äquatorialen Verkürzung des Alpengebietes, denen in den Ostalpen als meridionaler Betrag nach meinen früheren Berechnungen (1894) etwas über 30 km entsprechen.

Das basale Gebirge.

Wenn wir uns also auf den Gipfel der Scesaplana stellen, so haben wir unter uns zunächst die rhätische Schubmasse mit ihren Triassedimenten in einer Mächtigkeit von über 1500 m, darunter die Glarner Schubmasse mit einer wahrscheinlich ebenso grossen Dicke. Erst 3000 m unter unseren Füssen ist mithin die feste Basis der Erdkruste, über welche jene so gewaltigen Massen hinüber geschoben worden sind, zu erwarten. Im Westen des Rheines kommt dieselbe jedoch zu Tage und bildet die langgestreckte Calandakette. Sie setzt gegen Westen weiter fort über Ringelspitz, Vorab und Hausstock bis zum Tödimassiv und trägt nur stellenweise noch kleine Erosionsreste des übergeschobenen Gebirges kappenförmig auf den höchsten Kämmen und Spitzen. Nach Norden und Süden hingegen verschwindet sie alsbald ganz unter jener Decke. In Folge localer Hebung erscheint sie jedoch wieder am Walensee in einem schmalen Streifen, der sich um das Matthorn herum gegen den Sentis verlängert, wo seine genaue Begrenzung gegenwärtig noch nicht gegeben werden kann. Vielleicht sogar setzt dieser Streifen auch über das Rheinthal hinüber nach Dornbirn fort. Den schmalen Flyschstreifen, der sich zwischen die Kreidefalten im Süden

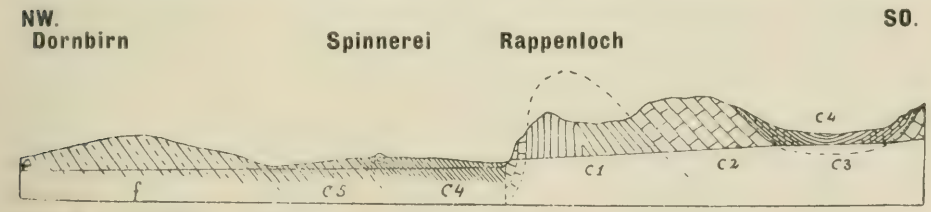


Fig. 69. 1 : 30 000. c_1 Neocom, c_2 Schrattenkalk, c_3 „Gault“ und Seewerkalk, c_4 Seewer-Mergel, c_5 oberste Kreide, f Flysch.

und die Molasse im Norden einschiebt, habe ich auf der tektonischen Karte, wenn auch mit einigem Zweifel, als solche Fortsetzung eingezeichnet. Es erscheinen dort allerdings die Kreidefalten nicht über den Flysch herübergeschoben, sondern durch eine vertikale Verwerfungsspalte von demselben getrennt. Aber vielleicht nimmt die Ueberschiebungsfläche da, wo sie dem alpinen Rande mehr parallel ver-

läuft, überhaupt eine steilere Stellung an. Wenigstens hat Gümbel die entsprechende Partie der rhätischen Schubfläche, welche im Rhätikon noch so deutlich flach liegt, im Algäu ebenfalls als vertikal gestellt beschrieben. Hier warten noch zu lösende Probleme auf den kartirenden Geologen. Insbesondere ist auch die Grenze gegen das äussere Molassegebirge zu berücksichtigen, die sich mehrfach als eine steile Ueberschiebungsfläche darstellt, an anderen Stellen aber nur eine vertikale Verwerfungskluft zu sein scheint.

Das Alter der Ueberschiebungen.

Dass dieselben erst nach der ersten alpinen Faltung eingetreten sein können, ist vollständig sicher. Es wäre aber wünschenswerth auch zu wissen, wie sie sich zeitlich zur zweiten alpinen Hebung, welche die Anfaltung der Molasse zur Folge hatte, verhielten. Es liesse sich dann feststellen, ob ihre Entstehung in die Mitte der Oligocän- oder an das Ende der Miocänzeit fiel.

Leider fehlt uns dazu noch die Kenntniss mehrerer wichtiger Thatsachen: Durchschneiden die Ueberschiebungsflächen die Alpen von Nord nach Süd durchaus? oder haben sie nur den Theil innerhalb der Molasseketten betroffen? In ersterem Falle wären sie miocänen, in letzterem oligocänen Alters. Aber der Verlauf dieser Flächen vom Vorderrheinthal bezw. der Maloja an südwärts ist noch ganz unsicher und derjenige gegen den Nordrand nicht viel weniger. Immerhin lassen die vorhandenen kartographischen Darstellungen der Molasse im Norden der Alpen vermuthen, dass Ueberschiebungen von Ost nach West darin nicht eingetreten seien, und so müssen wir es einstweilen als das wahrscheinlichste bezeichnen, dass die grosse Glarner- und rhätische Ueberschiebung mitten in die Oligocänzeit und zwischen die erste und zweite alpine Aufrichtung fielen.

Die jüngeren Verwerfungen.

Wir haben eine Anzahl solcher im Gebiet der rhätischen Ueberschiebung bereits kennen gelernt, andere in den Glarner Alpen habe ich 1898 beschrieben. Es gilt nun dieselben in Zusammenhang zu bringen. Die tektonische Skizze (Tafel I) wird uns dabei behilflich sein. Die das Vorderrheinthal begleitenden und dasselbe bedingenden

Verwerfungen und diejenigen von Wesen-Sargans streichen ins Rheinthal aus und stossen da auf eine andere, die in südnördlicher Richtung das Rheinthal herabläuft. Während von jenen deutliche Spuren im anstehenden Felsen zu beobachten sind, entzieht sich letztere unter den mächtigen Alluvionen des Thales gänzlich der Beobachtung.

Die Rheinthalverwerfungen.

Dass in diesem Theile überhaupt Verwerfungen vorhanden sind, kann nur vermuthet werden, aber mit einem hohen Grade von Wahrscheinlichkeit, wenn anders die geotektonische Auffassung richtig ist, welche ich im Vorhergehenden entwickelt habe.

Die Falten des Calanda finden nur deshalb auf der östlichen Rheinthalseite keine Fortsetzung, weil sie in die Tiefe gesunken und von dem Lias und Flysch der Glarner Schubmasse, die zugleich mit in die Tiefe sank, vollständig bedeckt sind.

Ob dieses Absinken nur auf einer oder auf mehreren untereinander parallelen Spalten stattgefunden hat, lässt sich nicht sagen, aber im Ganzen kann man den Betrag der saigeren Verwerfung auf etwa 1000 m schätzen (s. Profil 13). Auch zwischen dem Fläscher-Berg und dem Falknis, wo die helvetische und ostalpine Facies so unvermittelt aneinander stossen, muss diese Verwerfung durchlaufen und sie bedingt wohl zwischen dem Rhätikon und der Alviergruppe jenen so völligen Gegensatz in Bau und Zusammenhang der beiderseitigen Thalwände, wie ein solcher auffälliger kaum gedacht werden kann. Unterhalb Vaduz erscheint dieser Gegensatz viel geringer, ja fast ganz zu verschwinden, weil beiderseits Kreidefalten in helvetischer Facies liegen, aber gleichwohl findet man auch diese Falten nicht jeweilig in ihrer richtigen Lage auf der anderen Thalseite wieder; sie erscheinen alle um etwas verrückt, wie es eben bei vertikalen Hebungen oder Senkungen auf Spalten zu sein pflegt. Auch die Grenze der Flysch- und Molassezone will nicht recht aufeinander stossen, ausser wenn man ihr in dem hier seebeckenartig erweiterten breiten Thalboden eine vermittelnde Richtung angedeihen lässt. Wie willkürlich und gefährlich aber solche ausgleichende Curvenlinien werden können, dafür gibt der Sentis in nächster Nähe ein warnendes Beispiel, wo die prachtvolle Querverwerfung Bogarten-

Saxerlucke ebenfalls, wie ich 1896 gezeigt habe, auf den Karten bis zum Verschwinden ausgeglichen wurde.

Vom Bodensee bis Chur laufen diese Rheinthalverwerfungen. Ob sie dort enden bezw. in die Vorderrheinthalbrüche einbiegen oder ob sie eine weitere Fortsetzung nach Süden haben, muss unentschieden bleiben. Unmöglich ist es nicht, dass die in Oberhalbstein und bei Tiefenkastel bemerkbar werdenden Querverwerfungen über die Lenzer Heide sich nach Norden fortsetzen bis Chur. Vielleicht werden uns spätere Untersuchungen darüber noch bestimmtere Anhaltspunkte bringen.

Wahrscheinlich ist längs der ganzen Rheinthalverwerfung das östliche Gebirge gegenüber dem westlichen gesunken. Bei den Vorderrheinthalverwerfungen ist es das südliche Gebirge, welches abgesunken ist. Es ist dies aber gerade die südwestliche Fortsetzung jenes östlichen Gebirges, so dass in dieser Beziehung die auffällige Beziehung besteht, dass im Vorderrheinthal und seiner Verlängerung bis zum Bodensee das ganze rechtsseitige Gebirge gesunken ist.

Die Walensee-Tilisuna-Verwerfung.

Verlängert man die Verwerfung Tilisuna-Glecktobel nach Westen und die von Wesen-Sargans nach Osten, so stossen beide ungefähr am Südrand des Fläscherberges aufeinander. Beiden ist nicht nur die ungefähre Richtung gemeinsam, sondern auch der Umstand, dass sie zu einer Gebirgssenkung im Süden geführt haben. Man wird also vermuthen dürfen, dass beide nur Theile einer und derselben Bruchspalte sind, welche die Rheinthalspalten quer durchschneidet. Leider liegen sie an der Kreuzung unter den Alluvionen des Thales verborgen, und so ist uns das Mittel geraubt, um festzustellen, welche von den beiden sich kreuzenden Verwerfungen die ältere ist. Indessen haben meine früheren Untersuchungen für die Spalte Wesen-Sargans ergeben, (s. Geotekt. Problem der Glarner Alpen S. 225 und 235), dass dieselbe wahrscheinlich jünger als eine Anzahl von sie kreuzenden, in S-N-Richtung verlaufenden Querverwerfungen ist. Wenn das auch für die Rheinthalspalten Gültigkeit hat, dann erklärt sich die Entstehung der merkwürdigen Thalgabelung bei Sargans verhältnissmässig leicht in folgender Weise:

Zuerst entstand das Rheinthal, indem die Erosion die von den tektonischen Bewegungen gewiesenen Wege

einschlug. Als dann später die Walensee-Tilisuna-Verwerfung zu einer Senkung des Gebirges im Süden führte, sank auch das zugehörige Stück des damaligen Rheinthales. Das Wasser wurde durch das nun zu hoch liegende untere Thalstück gestaut und fand längs der neuen Spalte Sargans—Walensee einen Abfluss, der sich zu einem breiten Thale erweiterte und so lange dem Rheine als Abflussweg diente, bis ein neues Ereigniss, vielleicht die Abdämmung durch seitlich eingeführte Schuttkegel, das Wasser wieder dem alten Thalstücke zuführte. Dann folgte später eine Verbiegung des ganzen Thalsystemes, wodurch es für solange in einen See — den *Rhein-Linth-See* umgewandelt wurde, bis derselbe durch die zugeführten Alluvionen wieder ausgefüllt und neuerdings ein Flussthal wurde mit Ausnahme der verhältnissmässig kleinen Ueberbleibsel des Walen- und Bodensees.

Eine weitere Folge dieser Ausfüllung war leider auch die vollständige Verschüttung aller Spuren der Rheinthalverwerfungen. Lubbock gibt (S. 198) eine Skizze des alten Rheinbettes, wonach das Thalstück Sargans-Bodensee jünger als das Sargans Walensee wäre. Ich vermisse aber eine Begründung dieser Annahme.

Die Grenze zwischen den Ost- und Westalpen.

Wie sollen wir die legen? So verlockend es auch erscheinen mag, die grossen Ueberschiebungen dazu zu benutzen, so müssen wir doch darauf verzichten, weil dieselben wahrscheinlich älter sind als die letzte orographische Umgestaltung der Alpen. Auch kennen wir deren Verlauf im südlichen Theile noch so wenig, dass es praktisch ziemlich nutzlos wäre. Und ein Merkmal, das so wenig auffällig hervortritt, dass es lange Jahre selbst den Geologen ganz entgangen ist, wie könnte das eine scharfe orographische Eintheilung der Alpen ermöglichen? Man hat zwar darauf aufmerksam gemacht, dass scharfe natürliche Grenzen innerhalb der Alpen überhaupt nicht bestehen und nachdem wir erkannt haben, dass die Ostalpen in ihrem hauptsächlichen Theile, d. h. wahrscheinlich nur mit Ausnahme der subalpinen Molasse, über die Westalpen geschoben worden sind, so könnte es wohl recht natürlich erscheinen, die Ueberschiebungsgrenze selbst als die Scheidewand zwischen die Ost- und Westalpen zu legen. Natürlich wäre diese Grenze vielleicht, aber sicher nicht scharf! Denn es sind da zwei Ueberschiebungsflächen, die in Betracht

kommen, und je nachdem man sich für die eine oder andere entscheidet, verläuft die Grenze ganz verschieden. Wollte man aber nur die rhätische Ueberschiebung gelten lassen, so gäbe auch diese eine sehr unscharfe Umrahmung. Wo nämlich wie bei Tilisuna die Erosion mehrfach Löcher in die rhätische Decke eingefressen hat, würden die Westalpen Inseln in den Ostalpen bilden, und bei der Toissa wäre es gerade umgekehrt.

Alle Versuche einer nur geologischen Eintheilung der Alpen sind, wie dies A. von Böhm (1887) sehr richtig auseinandergesetzt hat, gescheitert und verlassen worden. Das ist nur allzu begreiflich, wenn wir bedenken, dass die Orographie der Alpen in den Hauptzügen feststeht und seit langem bekannt ist, während die geologische Kenntniss derselben nicht nur noch sehr unvollkommen, sondern immerwährendem Wechsel unterworfen ist. Die fortschreitende Vertiefung unserer geologischen Erkenntniss ist es gerade, welche die Lebensdauer rein geologischer Eintheilungen verkürzt.

Ausserdem wäre es wohl recht einseitig, wenn man nur die tektonischen Verhältnisse berücksichtigen wollte. Die Erosion hat ja auch ein gut Theil zur orographischen Gestaltung der Alpen beigetragen. Allerdings ist sie in ihrem Werke vielfach durch die tektonischen Vorgänge geleitet und gestützt worden, und so ziemt es sich wohl, beiden Factoren gleicher Weise Rechenschaft zu tragen.

Eine natürlichere Scheide als das Rheinthal zwischen Bodensee und Chur gibt es wohl nicht, um die Ost- und Westalpen von einander zu trennen. Wechsel in Beschaffenheit und Bau des Gebirges, Verschiebungen auf Gebirgsspalten und grossartige Erosionsbildung fallen hier zusammen. Von Chur aus können wir über Lenzerheide und Oberhalbstein einer orographischen Furche weiter folgen, die sich, wenn auch in geringerem Maasse, geologisch in mancher Beziehung als eine Grenzlinie erweist. So erreichen wir auf ihr das Bergell, das uns gegen Südwest dem Südrande der Alpen zuführt. Das mag uns einstweilen genügen. Der Geologe hat keine Ursache und kein Recht, so lange die tektonischen Verhältnisse gerade dort im Süden noch so wenig aufgehellt sind, denselben einen grösseren Einfluss auf die orographische Grenzbestimmung einzuräumen.

Verzeichniss der Werke, auf welche in dieser Arbeit Bezug genommen ist.

Aeppli Aug. Erosionsterrassen und Glazialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des Zürichsees. 1894. Beitr. geol. Karte der Schweiz Lief. 34.

Benecke E. W. Ueber einige Muschelkalk-Ablagerungen der Alpen. Geognost. palaeontol. Beiträge 1876.

Bodmer-Beder A. Ueber Olivindiabase aus dem Plessurgebirge N. Jahrb. f. Miner. Beilage Band XII. 1899. S. 238.

Böhm Joh. Ein Ausflug ins Plessurgebirge. Z. d. D. geol. Ges. 1895. S. 548.

(Das hierbei gesammelte palaeontologische Material hat der Verfasser in freundschaftlicher Weise mir zu meiner Untersuchung überlassen.)

Böse E. Zur Kenntniss der Schichtenfolge im Engadin. Z. d. D. geol. Ges. 1896. S. 557.

„ Beiträge zur Kenntniss der alpinen Trias. ibid. 1898. S. 468.

Diener C. Geologische Studien im südwestlichen Graubünden. Sitz.-Ber. Acad. Wissensch. Wien. Bd. 97 S. 1. 1888.

Ebel J. G. Anleitung auf die nützlichste Art die Schweiz zu bereisen. Zürich. 4 Bände. 1809—1810.

(Ebel hat schon 1810 die Ansicht ausgesprochen, dass der Rhein, ehe er die zusammenhängende Kette Falknis-Alvier durchbrach, durch das Seezthal ins Lintthal abfloss und dass, so lange der Lägern noch nicht durchschnitten war, ein See dieses Thal von Baden herauf bis Chur ausgefüllt hat.)

Escher von der Linth A. Geolog. Bemerkungen über das nördliche Vorarlberg. Denksch. Schweiz. Naturf. Ges. 1853.

Escher A. und B. Studer. Geologische Beschreibung von Mittel-Bündten. Ibid. 1839.

Gümbel W. Geologisches aus dem Engadin. Jahresber. naturf. Ges. Graubündens. Jahrg. XXXI. 1887.

„ Ueber die Mineralquellen von St. Moriz. Sitz.-Ber. Akad. d. Wissensch. München 1893.

Haug E. Portlandien, Tithonique et Volgien. Bull. soc. géol. France. sér. III. t. 26. 1898. S. 197.

Heer Oswald. Flora fossilis Helvetiae. 1877.

Heim A. Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. 1878.

„ Beiträge zur Geol. Karte der Schweiz. Lief. 25. 1891.

Jennings Vaughan. The geology of the Davos district. Quart. Journ. geol. soc. vol. 55. 1899. S. 381.

Koch G. A. Reisebericht aus dem Montavon. Verh. k. k. geol. R. A. 1876.

„ Petrefacten vom Plateau der Sulzfluh. ibid. 1876.

„ Geolog. Aufnahme im Rhätikon und der Silvrettagruppe. ibid. 1877.

„ Die Gneiss-Inseln und krystallinischen Gesteine zwischen Rells- und Gauerthal im Rhätikon. ibid. 1894.

Lorenz Th. Geologische Studien im Grenzgebiete zwischen helvetischer und ostalpiner Facies. Eclogae geol. Helvetiae. vol. VI. 1900.

Lubbock, Sir John. The scenery of Switzerland. London. 1898. VI. Edition.

Mojsisovics Ed. von. Beiträge zur topischen Geologie der Alpen. Jahrb. geol. R. A. Bd. 23 S. 157. 1873.

Parona. Sugli schisti silicei a Radiolarie di Cesana presso il Monginevra. Atti. Acad. R. d. sc. Torino. vol. 27. 1892.

Parona e Rovereto. Diaspri permiani a Radiolarie di Montenote. Ibid. vol. 31. 1895.

Piperoff Chr. Geologie des Calanda. Beiträge Geol. Karte der Schweiz. Lief. 37. 1897.

Richthofen Ferd. von. Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nord-Tirol. Jahrb. geol. R. A. 1859 und 1861. Bd. X und XII.

Rothpletz A. Zum Gebirgsbau der Alpen beiderseits des Rheines. Ztschr. d. D. geol. Ges. 1883. S. 134.

„ Ueber das Alter der Bündner Schiefer. ibid. 1895. S. 1.

„ Ueber die Flysch-Fucoiden etc. ibid. 1896. S. 854.

„ Das geotektonische Problem der Glarner Alpen. Verlag von G. Fischer. Jena 1898.

Schmidt A. R. Vorarlberg geognostisch beschrieben. 1843.

Schröter C. Notiz über ein Taenidium aus dem Flysch von Ganey bei Seewis. Jahresber. naturf. Ges. Graubünden. 1894.

Skuphos G. Th. Ueber die Entwickelung der Partnachschichten in Vorarlberg und dem Fürstenthum Liechtenstein. Jahrb. geol. R. A. 1893.

Steinmann G. Geologische Beobachtungen in den Alpen. I 1895. II 1897. Ber. naturf. Ges. Freiburg. Bd. IX und X.

Studer Bernhard. Die Gebirgsmasse von Davos. N. Denkschriften d. schweiz. naturf. Ges. 1837.

„ Geologie der Schweiz. II Bände. 1851 und 1853.

Tarnuzzer Chr. Der geolog. Bau des Rhätikongebirges. Jahresb. naturf. Ges. Graubündens. 35. Jahrg. 1892.

„ Ueber das krystallinische Konglomerat in der Falknis-kette. ibid. 1894.

„ Geologische Beobachtungen während des Baues der rhätischen Bahn bei Chur und Reichenau. ibid. 1896.

„ Geologisches Gutachten für die Anlage einer normalspurigen Bahn Chur — Albula — Ofenberg — Münster. Zürich 1896. (Sep. aus „Schweizerbahnen".)

„ Die erratischen Schuttmassen der Landschaft Churwalden—Parpan. Jahresber. Naturf. Ges. Graubünden. 1897—98.

Tarnuzzer und Bodmer-Beder. Neue Beiträge zur Geologie und Petrographie des östlichen Rhätikons. ibid. 1899.

Theobald G. Der Calanda Jahresber. naturf. Ges. Graubünden. 1856.

„ Nachträgliches über den Calanda. ibid. 1857 mit Taf. IV.

„ Geologische Beschreibung der nordöstlichen Gebirge von Graubünden. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Lief. II. 1863.

„ Die südöstlichen Gebirge von Graubünden. ibid. Lief. III. 1866.

Kgl. Hofbuchdruckerei Kastner & Lossen, München.

GEOLOGISCHE

ALPENFORSCHUNGEN

von

A. ROTHPLETZ.

II.

AUSDEHNUNG UND HERKUNFT DER RHAETISCHEN SCHUBMASSE.

MIT 99 FIGUREN UND EINER KARTE.

MUENCHEN
J. LINDAUERSCHE BUCHHANDLUNG (SCHOEPPING)
1905.

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Vorwort . . . . . V–VIII

I. Der Stirnrand der rhätischen Ueberschiebung im Norden des Rhätikon 1

1. Historischer Rückblick 1
2. Die Strecke von Bludenz bis Schröcken 6
3. Die Strecke von Schröcken bis Birgsau 11
4. Von Birgsau bis Hindelang 23
   a) Das basale Gebirge mit seinen Deckschollen . . 25
   b) Die Granitscholle auf dem Bolgen 28
   c) Die basischen Eruptivgesteine des Allgäus . . 32
   d) Der Längsbruch Sentis-Dornbirn-Langenwang . 33
   e) Das Deckgebirge 37
   f) Der Gneiss und Glimmerschiefer bei Obersdorf und im Rettenschwangertal 40
5. Der Stirnrand von Hindelang bis Pfronten und sein Uebergang in die nördliche Randspalte 47

II. Der Stirnrand der rhätischen Ueberschiebung vom Rhätikon nach Süden 51

1. Der Stirnrand im Rhätikon 51
   A. Der Fläscherberg 53
   B. Der Falknis 60
      a) Das Alter des Flysches 61
      b) Das Tithon und die Couches rouges 67
      c) Die Trias 69
      d) Die Tektonik des Falknisgebietes 71
2. Das Gebiet von Arosa 72
3. Der Bau der rhätischen Schubmasse zwischen Tiefenkastel und dem Albula 77
4. Die Piz d'Err-Scholle 89
5. Die Padella-Scholle 93
6. Die rhätische Schubmasse des Juliergebietes 108
7. Die rhätische Schubmasse im Berninastock 112
8. Die Grenze der rhätischen Schubmasse zwischen Cinuschel und Livigno 128

III. Der Südrand der rhätischen Ueberschiebung 142

1. Die südliche Randspalte von Livigno bis zum Stilfserjoch 142

Seite

2. Das Ortlergebiet zwischen dem Stilfserjoch und dem Suldental 155
3. Die südliche Randspalte von Suldental bis Meran . . . 171
4. Die südliche Randspalte von Meran bis zu den Karawanken 174
5. Das Alter der südlichen Randspalten 179

IV. Der Nordrand der rhätischen Ueberschiebung 182

1. Die Längsbrüche der Vilser Alpen 183
2. Die Randspalte der Lechtaler Schubmasse 185
3. Das Karwendelgebirge 187
4. Die Gegend bei Lunz in Niederösterreich 204

V. Die Brenner Ueberschiebung 207

VI. Ein Nachtrag zu Abschnitt I.
Der Liebensteiner Rudistenkalk 215

VII. Ueberblick über die Bewegung der rhätischen Schubmasse als Ganzes 220

1. Die Untergrundsstauungen 224
2. Die Verkeilungserscheinungen 226
3. Das Alter der Randspalten 227
4. Wirkungen der Verkeilung auf die südlichen Widerlager 228
5. Die tektonischen Beziehungen der rhätischen Schubmasse zu den südlichen Kalkalpen 230
6. Das basale Gebirge der rhätischen Ueberschiebung . . 233
7. Die bewirkenden Ursachen der rhätischen Ueberschiebung 233
8. Das Alter der rhätischen Schubmasse 235

VIII. Die Hypothese der Ueberfaltung aus Süden 236

1. Nach der Formulirung Steinmanns 236
2. Wie die Theorie der Ueberfaltung aus Süden entstand . 248
3. Die Ueberschiebung der Ostalpen nach Lugeon . . . 251
4. Termiers Weiterentwicklung der Lugeonschen Ansichten 254

Schlusswort 260

Tafel I mit Figur 4—7 . . . . . ist nach Seite 12
„ II „ „ 11—15 . . . . . „ „ „ 32
„ III „ „ 50—52 . . . . . „ „ „ 104
„ IV „ „ 71—73 . . . . . „ „ „ 154
„ V „ „ 94—99 . . . . . „ „ „ 240
einzuheften

Vorwort.

Vor fünf Jahren habe ich den Versuch gemacht, den Stirnrand der rhätischen Ueberschiebung zwischen Bludenz und dem Engadin zu beschreiben. Was ich im Laufe fünfmonatlicher Wanderungen in diesem Gebiete gesehen hatte, schien mir zu einer Mitteilung wichtig genug zu sein, weil ich zureichende Beweise in der Hand zu haben glaubte für eine Ueberschiebung, durch die ein grosser Teil der Ostalpen auf schwach geneigten Flächen von Osten her auf eine Erstreckung von wenigstens dreissig Kilometern über die Westalpen hinübergeschoben worden ist. Eine vollständige Vorstellung dieses grossartigen Vorganges hatte ich damals freilich noch nicht und ich habe dies auch auf Seite 170 ausdrücklich hervorgehoben mit den Worten: „Leider fehlt uns noch die Kenntnis mehrerer wichtiger Tatsachen: Durchschneiden die Ueberschiebungsflächen die Alpen von Nord nach Süd durchaus? oder haben sie nur den Teil innerhalb der Molasseketten betroffen? Im ersteren Falle wären sie miocänen, im letzteren oligocänen Alters."

Absichtlich hatte ich es unterlassen darauf näher einzugehen, da ich damals nur in der Lage gewesen wäre auf Grund literarischer Studien Vermutungen auszusprechen und Hypothesen aufzustellen über Dinge, die das nicht nötig haben, weil sie der unmittelbaren Beobachtung sehr wohl zugänglich sind. Ich habe dementsprechend meine Untersuchungen fortgesetzt und im Sommer 1901 vier Monate sowie 1902 ein und einhalb Monat darauf verwendet, so dass ich an die Niederschrift meiner Ergebnisse gehen konnte, welche die Umgrenzung der rhätischen Schubmasse nicht nur am Stirnrand vervollständigten, sondern auch über deren inneren Bau und seitliche Ausdehnung neue Tatsachen hinzubrachten. So lag schon Ende Juli 1903 ein druckfertiges Manuskript vor, das nur in einigen Kapiteln noch durch besondere Untersuchungen zu ergänzen war. Dafür waren die folgenden Herbstmonate ausersehen. Aber gleichwohl verzögerte sich die Drucklegung, weil inzwischen in München Ereignisse eingetreten waren, die

mich zwangen, meine Zeit in erhöhtem Masse zunächst der akademischen Lehrtätigkeit, dann vom April 1904 an auch der Verwaltung der geologischen und palaeontologischen Staatssammlung zu widmen. So kam es, dass ich die Arbeit vom November 1903 bis zum März 1905 unberührt liegen liess und nur im Herbst 1904 einige Excursionen ins Karwendel zum Zwecke von Ergänzungen auszuführen in der Lage war. Als ich sie endlich im Frühjahr wieder hervorsuchte, ergab sich die Notwendigkeit einen grossen Teil umzuarbeiten, weil inzwischen in rascher Aufeinanderfolge eine Reihe neuer Arbeiten mit neuen Gedanken und Auffassungen über mein Arbeitsgebiet erschienen war, die mit in Berücksichtigung gezogen werden mussten. Und so hat schliesslich dieser II. Teil meiner Alpenforschungen vielfach eine andere Gestalt angenommen als das Manuskript von 1903 sie zeigte.

Aber viel bedeutender als diese Veränderungen waren jene, welche die tektonischen Anschauungen in weitesten Kreisen durchgemacht haben seit der Zeit, in der ich meine Untersuchungen der grossen alpinen Ueberschiebungen begonnen habe. Als ich 1883 den ersten Versuch machte, den nördlichen Teil der Glarner Doppelfalte als eine Ueberschiebung zu deuten, fand meine Veröffentlichung, die unter dem Titel „Zum Gebirgsbau der Alpen beiderseits des Rheins“ in der Zeitschrift der deutschen Geol. Ges. erschienen war, zwar durch E. Favre in der Revue géologique suisse eine eingehende und sachliche Besprechung, aber von keinem andern referierenden Organe könnte ich das Gleiche sagen. Man schwieg sich aus.

Den südlichen Teil der sog. Doppelfalte hatte ich damals noch nicht eingehender untersucht und es blieb mir zunächst auch unbekannt, dass Suess und M. Bertrand sich damit beschäftigten. Ersterer hat nichts darüber veröffentlicht und Bertrand gab 1884 eine mir etwas schwer verständliche Notiz in den Bulletins der soc. géol. de France, wonach nicht Ueberfaltungen von Nord und Süd, sondern nur eine einzige von Süden her stattgefunden hätte. Diese Auffassung fand in der Stille eine Anzahl von Anhängern, die aber mit ihrer Ueberzeugung nicht an die Oeffentlichkeit traten, sodass ich davon erst viel später und ganz zufällig Kenntnis erhielt. Die öffentliche Meinung, die alsbald in allen bekannteren Lehrbüchern der Geologie zum Ausdruck kam, war für die Glarner Doppelfalte und bezeugte dies gelegentlich durch Mehr-

heitsbeschlüsse mit besonderem Nachdruck. Auf die tatsächlichen Irrtümer in den Profilen und Karten, die zur Begründung der Doppelfalte angefertigt worden waren, machte niemand aufmerksam, niemand schien sie bemerkt zu haben. Das war für mich das Ueberraschendste, dass man ohne ganz genaue Nachprüfung der Tatsachen eine so weittragende Theorie anzunehmen bereit war, und das veranlasste mich 1894 gerade mit Bezug hierauf im Anhang zu meinem „Geol. Querschnitt durch die Ostalpen" das Wort zu ergreifen, nicht ohne dazu seit 1891 förmlich herausgefordert zu sein. Weiterhin habe ich dann 1893 bis 1895 die Herbstferien, 1896 aber den ganzen Sommer den Glarner Alpen gewidmet. Die Ergebnisse habe ich 1898 als besonderes Buch unter dem Titel „das geotektonische Problem der Glarner Alpen" erscheinen lassen — ein merkwürdiger Zufall fügte es aber, dass das Neue Jahrbuch auch diesmal wie 1883 keinen Referenten für meine Arbeit fand. Noch immer lagen übermächtige theoretische Anschauungen wie ein Bann auf den Glarner Alpen. Dass die Doppelfalte aufgegeben werden müsse, dass sie durch eine Anzahl von Ueberschiebungen zu ersetzen sei, von denen die grösste nicht aus Süden sondern aus Osten gekommen ist, wollte weder zugegeben noch überhaupt zur Diskussion gestellt werden. Es war nicht opportun. Und so hielt ein hoher Damm ein Vierteljahrhundert lang den Strom neuer tektonischer Ideen von den Glarner Alpen fern, aber hinter ihm staute sich dieser immer höher und höher auf, bis plötzlich 1902 der Damm diesem Drucke nachgab und geborsten ist. Nun konnte der Strom sich nach allen Seiten hin befruchtend über das ausgetrocknete Land ergiessen und ihm neue Fruchtbarkeit verleihen, aber weil er so lange gestaut war, ist dies anfangs nicht ohne Ungestüm und Ueberhastung geschehen, so dass ängstliche Gemüter erschrocken sind und meinten, schnell wieder dem Strome eine bestimmte Bahn vorschreiben zu sollen. Das ist aber vergebliches und auch unnötiges Bemühen. Das Ueberwasser wird sich schon von selbst verlaufen, wenn man ihm die Freiheit lässt. Und dieser wollen wir uns erfreuen, die Vielheit der Meinungen gerne dulden in der begründeten Ueberzeugung, dass die Redlichkeit der Forschung von selbst die Spreu vom Weizen trennen wird.

So ist also nach zwei Dezennien ein vollkommener Umschwung eingetreten. Aber freilich eines will mir dabei

noch immer nicht recht gefallen. Man beschäftigt sich nach meiner Meinung viel zu viel mit der Umdeutung älterer Profile, wie sie vor Jahren gezeichnet worden waren und geht zu wenig daran, sie neu aufzunehmen. Wenn ich immer wieder die alten stratigraphischen Fehler im neuen Gewande Lugeonscher oder Termierscher Profile erblicke, wenn z. B. die untere Kreide (Neocom) auf dem Plateau des Flimser Steines noch immer als brauner Jura eingezeichnet erscheint, obwohl ein Stratigraph doch nur hinauf zu gehen braucht, um den Irrtum zu erkennen, dann fühle ich, dass noch manches Jahr vergehen wird, bis die neu gewonnene Freiheit auch einen entsprechenden Fortschritt bringen kann.

Für unser heutiges Thema hat dies alles zwar nur eine indirekte aber deshalb in ihrer Wichtigkeit doch nicht zu unterschätzende Bedeutung. In den Glarner Alpen habe ich zwei Systeme von Schubmassen unterschieden. Das eine ist das jüngere und seine Schübe kamen von Norden oder Nordwesten; das andere ist das ältere und seine Schubrichtungen gingen von Ost nach West. Zu diesem gehört die grösste der Ueberschiebungen, die ich als die Glarner bezeichnet habe.

Die rhätische Ueberschiebung, welche uns in Nachfolgendem ausschliesslich beschäftigen soll, hat mit der Glarner Schubmasse die Richtung gemein, aber sie ist über diese heraufgeschoben, und verdeckt infolgedessen deren Wurzeln, so dass es recht schwierig ist, letztere im Gebirge nachzuweisen und zu verfolgen. Bessere Gelegenheit bietet die rhätische Ueberschiebung und es wird eine der Hauptaufgaben dieses zweiten Teiles meiner „Alpenforschungen“ sein, die Wurzeln dieser Schubmasse zu schildern so, wie ich sie beobachtet zu haben glaube. Dabei habe ich einige neuere Arbeiten anderer Autoren zu besprechen, die sich teils in der Darstellung des Tatsächlichen, teils in den Schlussfolgerungen wesentlich von mir entfernen. Ihnen gegenüber gedenke ich meinen Standpunkt in bestimmter Weise zu vertreten, aber ich hoffe, dass vor Unbilligkeit in ihrer Beurteilung mich die Freude bewahren wird, die ich über eine so rege Anteilnahme an den Lösungsversuchen des so interessanten Ueberschiebungsproblemes empfinde.

Abgeschlossen habe ich mein Manuskript am 1. Mai 1905. Was mir etwa von einschlägigen Arbeiten noch während des Druckes bekannt werden wird, werde ich, soweit es mir noch möglich ist, berücksichtigen.

I. Der Stirnrand der rhätischen Ueberschiebung im Norden des Rhätikon.

1. Historischer Rückblick.

Der erste, welcher in der Erforschung dieses Gebietes die palaeontologisch-stratigraphische Methode mit Erfolg zur Anwendung gebracht hat, war ARNOLD ESCHER VON DER LINTH. Von allen älteren Arbeiten können wir deshalb hier zunächst absehen, wenn schon sie im einzelnen manche wertvolle Aufklärung gebracht hatten. Wie unmöglich es vormals war, eine auch nur einigermassen zutreffende Auffassung der Lagerungsverhältnisse zu gewinnen, geht am besten aus der Tatsache hervor, dass selbst einem so erfahrenen Geologen wie MURCHISON[1]) das Vorhandensein der Trias in den Vorarlberger und Allgäuer Alpen gänzlich verborgen geblieben war; alle die mächtigen Triasdolomite waren ihm Glieder der Juraformation.

Im Herbst 1843 kam ESCHER in Begleitung von B. STUDER zum erstenmal in diese Gegend, die er dann 1845 und 1850 allein und 1851 gemeinsam mit P. MERIAN besuchte. Seine Ergebnisse haben er[2]) und B. STUDER[3]) 1853 veröffentlicht. Durch Gliederung und richtige Altersbestimmung der oberen Trias, des Lias, der helvetischen Kreide, des Eocänes und Flysches hatte ESCHER sich die nötige Unterlage für seine tektonische Auffassung geschaffen. Entgangen waren ihm dabei nur der Muschelkalk und die oberjurassischen Aptychenschichten, während er über die Anwesenheit des Flysches im Bereich der alpinen Triasgesteine in Zweifel blieb. Es gelang ihm 12 Schichtenfalten zwischen den Zentralalpen im Süden und der Molasse

---

[1]) A sketch of the structure of the Eastern Alps. Royal Soc. 1831.

[2]) Geologische Bemerkungen über das nördliche Vorarlberg etc. Denkschr. der schweiz. naturf. Gesellschaft. 1853.

[3]) Geologie der Schweiz Bd. II. 1853.

im Norden nachzuweisen (s. l. c das Sammelprofil IX auf Tafel IX), deren Nordflügel zum Teil deutlich nach Norden überkippt sind. Dahingegen hat er von den zahlreichen Ueberschiebungen und sonstigen Verwerfungen nichts berichtet und selbst die so auffällige Querverschiebung auf der Westseite des Grünten suchte er (S. 58) in Frage zu stellen. Solches Uebersehen ist für Escher und seine Schule charakteristisch geworden.

Im Jahre 1854 begannen die geologischen Aufnahmen im Allgäu von Seiten der bayr. Landesuntersuchung; Gümbel wurde damit betraut und bereits 1856 erschien von ihm ein Aufsatz,[1]) in dem er in mehreren Punkten von Eschers Auffassung abwich. Er hatte mehrfach beobachtet, dass über den Liasschichten als Krönung noch ein mächtiges Lager von Dolomit ruhe und trotz dessen Aehnlichkeit mit dem älteren trias. Hauptdolomit, hielt er ihn für ein jüngeres dem Vilserkalk im Osten und dem oberen Jurakalk von Au im Nordwesten entsprechendes Lager. Die Verwerfungen, welche bei Escher ganz fehlen, finden sich bei Gümbel in grösserer Zahl. Die Erfahrungen des praktischen Bergmannes, dem Sprünge und Querverwerfungen vertraute Erscheinungen sind, kommen darin zum Ausdruck. In seinen Profilen sehen wir kräftige Längsverwerfungen, das Triasgebiet gegen die helvetische Kreidezone und diese gegen die äussere Flyschzone abgrenzen.

Nun wandte sich auch die österreich. geol. Reichsanstalt diesem Gebiete zu. Das Jahr 1856 sah Franz von Hauer gemeinsam mit Escher im Lechtal und 1857 wurden Freih. von Richthofen die Aufnahmen übertragen, wobei er mehrfach mit Escher und Gümbel vereint war.

Aus dieser gemeinsamen Arbeit ging dann diejenige stratigraphische Auffassung hervor, welche Richthofen 1859[2]) veröffentlichte und die mit wenigen Ausnahmen auch heute noch Gültigkeit hat. Es lässt sich kaum mehr genau feststellen, wie viel Anteil jedem einzelnen dieser Forscher bei diesen Feststellungen zukommt, aber sicher ist, dass Richthofen die Horizonte des Arlbergkalkes und Virgloriakalkes aufgestellt und dass Gümbel den jüngeren Dolomit in der Folge als irrtümlich aufgegeben hat. Ebenso unzweifelhaft ist es, dass Richthofen es war, der die

[1]) Beiträge zur geognostischen Kenntnis von Vorarlberg und dem nordwestlichen Tirol. Jahrb. der k. k. Reichsanstalt 1856.

[2]) Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nord-Tirol I. Bd. X (1859), II. Bd. XII (1861 u. 62). Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt.

grossen flachen Ueberschiebungen erkannte, die eine so wichtige tektonische Rolle spielen und es verursacht haben, dass stellenweise der triasische Hauptdolomit so auf den liasischen Allgäuschiefern liegt, als wenn er ein jüngeres Juraglied wäre. Nicht vertikale Verwerfungsspalten trennen nach ihm die alpine Trias von den nordwestlich vorgelagerten Flysch- und Kreideschichten, sondern auf flach gegen Nord ansteigenden Schubflächen ist jene auf diese heraufgeschoben worden, und auch innerhalb der Trias selbst wiederholen sich schuppenförmig diese Ueberschiebungen, die den Dolomit auf die Allgäuschiefer heraufgepresst haben.

Nur langsam scheint sich GÜMBEL zu dieser Auffassung bekehrt zu haben, denn noch 1858 in Blatt I der geologischen Karte des bayr. Alpengebietes gibt er ein Profil, in dem zwar sein postliasischer Dolomit von 1856 bereits als Hauptdolomit eingetragen ist, aber die Verwerfungen noch meist vertikal stehen oder höchstens mit 75° geneigt sind. Erst in den Erläuterungen,[1]) welche drei Jahre später als die Karte erschienen sind, macht er weitere Zugeständnisse und hebt selbst (S. 300) ausdrücklich hervor, dass der Dolomit, wo er gegen Nord an den Flysch angrenzt, auf diesem ruht und dass dies nur als eine Wirkung der Ueberschiebung betrachtet werden kann. In zwei Profilen ist dies dargestellt, in Fig. 284 am Warmatsgund mit 75°, am Geishorn bei Fischen mit 55°. Sein früherer jüngerer Dolomit wird nun als hinterer Dolomitzug beschrieben, der regelmässig auf dem jüngeren Liasschiefer liege. Am Rappenkopf sei diese Auflagerungsfläche mit 45°, am Hinterhornbachjoch (S. 311) mit 40° geneigt. Gegenüber den Neigungen, welche RICHTHOFEN auf seinen Profilen angedeutet hat und die zwischen 10 und 60° schwanken, bedeutet dies noch immer eine ablehnende Haltung.

Ein Vierteljahrhundert war seit RICHTHOFENS Aufnahmen vergangen, als die geol. Reichsanstalt von neuem sich jenem Teil der Alpen zuwandte, und dieses Mal erhielt MOJSISOVICS den Auftrag zu den Detailaufnahmen. Eine bessere topographische Unterlage war vorhanden und neue stratigraphische Strömungen waren entstanden, die natürlich auch auf die tektonische Auffassung ihren Einfluss ausübten. MOJSISOVICS[2]) überzeugte sich, dass der Flysch

[1]) Geognostische Beschreibung des bayr. Alpengebirges 1861.
[2]) Beiträge zur topischen Geologie der Alpen. Jahrb. d. R. A. Bd. 23, 1873.

der äusseren Kreidezone nicht auf diese beschränkt, sondern buchtenartig in das Triasgebiet eingedrungen sei, dasselbe stellenweise sogar überflutet habe. Wo Richthofen Ueberschiebungen sah, kann Mojsisovics meist nur diskordante Anlagerung an ein triasisch-liasisches Festland erblicken. Auch die Auflagerung des Dolomites auf den Liasschiefern wird für eine nur scheinbare erklärt, dadurch entstanden, dass am Ende der Triaszeit der Meeresboden von lokalen Einbrüchen heimgesucht wurde, in denen dann Liassedimente zum Absatz kamen, die somit von Haus aus tiefer lagen als der horstartig daneben aufragende Dolomit und heute den Eindruck hervorrufen können, als ob sie unter denselben einschössen besonders da, wo etwa spätere Gebirgsbewegungen diese Einsenkungen noch verstärkt haben.

Danach waren also die vielen Ueberschiebungen wieder verschwunden, und als Täuschungen nachgewiesen, denen Richthofen zum Opfer gefallen sei, weil er stratigraphischen Diskordanzen nicht genügend Rechnung getragen habe. Freilich war es mit diesen Diskordanzen eigentümlich bestellt. Da wo sie sein sollten, haben sie sich später nicht nachweisen lassen, und wo sie wirklich vorhanden sind, da hat sie Mojsisovics gar nicht beobachtet und da haben sie auch keine Ueberschiebungen vorgetäuscht. Gleichwohl war von 1873 ab nicht mehr viel von diesen Richthofenschen Ueberschiebungen die Rede und in den epochemachenden Arbeiten von E. Suess finden sie keine Erwähnung. Im Jahre 1894 hatte dann Gümbel [1]) Veranlassung, sich über diesen Gegenstand nochmals zu äussern. Er war in den 33 Jahren, die seit 1861 verflossen waren, nur ganz vorübergehend wieder in das Gebiet der Ueberschiebungen gekommen, hatte sich aber der Auffassung von Mojsisovics nicht angeschlossen. Ueber den eigentümlichen Bau des Allgäus geht er mit wenigen Worten hinweg, doch sagt er von dem „vorderen Dolomitzug“ (S. 102), dass derselbe auf der ganzen Erstreckung vom Fellhorn bis zum Vilstal über die äussere Flyschzone übergeschoben ist und daran ungleichförmig abbricht. „Diesen Gebirgsabbruch“ nennt er (S. 86) „eine grossartige Verwerfungsspalte“, auf welcher an mehreren Stellen Eruptivgesteine zum Durchbruch gelangt sind.“ [2]) Weder über die Neigung der Schubfläche, noch über die Weite des Schubes verliert er ein Wort.

[1]) Geologie Bayerns Bd. II, 1894.
[2]) Geognostische Jahreshefte 1888 (S. 170).

Die Ueberschiebung des „hinteren Dolomitzuges“ erläutert er durch ein Profil (S. 96), in dem die Schubfläche mit 60° geneigt ist.

Weiterhin haben sich Steinmann[1]) 1895 und Lugeon[2]) 1896 entschieden im Sinne Richthofens für flache Ueberschiebungen ausgesprochen, aber abgesehen von diesen kurzen in anderen Arbeiten gelegentlich mitgeteilten Aeusserungen hatten jene zwei sich widersprechende tektonischen Ansichten während dreissig Jahren einander gegenüber gestanden, ohne dass ein Ausgleich oder eine Widerlegung ernstlich in Angriff genommen wurde.

Um über diese Verhältnisse Klarheit zu erlangen, habe ich den grösseren Teil des Sommers 1901 im Allgäu zugebracht. Die Ergebnisse meiner Aufnahmen sind vorläufig bereits 1902 von mir veröffentlicht worden,[3]) doch hatte ich mir deren eingehendere Begründung für diesen II. Teil der Alpenforschungen vorbehalten. Inzwischen bin ich wiederholt in diesem Gebiete gewesen. Die hauptsächlichste Veranlassung lag in dem Umstande, dass sich für einzelne Teile der Ueberschiebungszone jüngere Kräfte zu interessiren begannen und geologische Aufnahmen im Masstab von 1 : 25 000 machten. Herr Dr. Fiedler[4]) hat sich das Gebiet zwischen Bludenz und Schröcken gewählt und bereits einen sehr interessanten Beitrag geliefert. Herr A. Hentschel hat mit der Umgebung des Rappenseetales begonnen und Herr Gustav Schulze hat das Gebiet zwischen Bacherloch und dem Gerstrubental im Masstab von 1 : 25 000 kartirt und wird diese Doktorarbeit in nächster Zeit in den geognostischen Jahresheften der bayr. Landesanstalt veröffentlichen. Gegen Norden schliessen sich die noch unvollendeten Aufnahmen der Herren Allwein und Rabenstein an und nördlich davon dehnt sich das weite Gebiet aus, dessen Untersuchung Herr Prof. Dr. Reiser seit Jahren in Angriff genommen und jetzt beinahe ganz vollendet hat. Es erstreckt sich vom Daumen bis in die Vilser Gegend, wo es unmittelbar an meine 1886

---

[1]) Geologische Beobachtungen in den Alpen. Ber. d. naturf. Ges. Freiburg i. B. Bd. X.

[2]) Région de la Brèche du Chablais. Bull. serv. carte géol. de la France. T. VII. 1896 S. 39.

[3]) Geologischer Führer durch die Alpen I (Verlag von Gebrüder Bornträger), Berlin 1902.

[4]) Otto Fiedler, Ztschr. d. D. G. G. 1904. Briefl. Mitt. S. 8. Ueber Versteinerungen aus den Arlbergschichten bei Bludenz und einige neue Fundorte von Flysch und Aptychenkalk im oberen Grossen Walser Tal Vorarlbergs.

veröffentlichte Karte der Vilser Alpen anschliesst. An diese ostwärts fügen sich die geologischen Karten der Hohenschwangauer Alpen von Böse und diejenigen des Ammergaus von Söhle an. Bei allen diesen Aufnahmen habe ich insofern Anteil genommen, als sie von München ausgingen und im geologischen Institut der Universität ausgearbeitet worden sind. Dies legt mir aber zugleich eine gewisse Zurückhaltung auf mit Bezug auf diejenigen Gebiete, deren geologische Aufnahmen noch nicht veröffentlicht sind. Ich werde deshalb nur soviel aus denselben erwähnen, als für die Begrenzung der rhätischen Schubmasse zu wissen notwendig ist und mich dabei auf das beschränken, was ich selbst gesehen habe.

2. Die Strecke von Bludenz bis Schröcken.

Wir wollen bei Bludenz beginnen, wo die rhätische Ueberschiebungsfläche, die das Prätigau und den Rhätikon beherrscht, von Süden her unter den Alluvionen des Illertales verschwindet.[1]) Am nördlichen Talgehänge kommt sie am „Hangenden Stein“[2]) bei der Haltestelle Strassenhaus wieder zum Vorschein und lässt sich ohne Unterbrechung mit ihren vielfachen Aus- und Einbuchtungen in nordöstlicher Richtung bis Oberstdorf verfolgen; von dort wendet sie sich mehr nach Nordnordost bis Pfronten und dann weiterhin ganz nach Osten. Mit dieser Drehung stellt sich zugleich die Schubfläche immer steiler.

Die geologisch kolorirten Karten dieser Gegend wurden 1901 von der geolog. Reichsanstalt nicht mehr abgegeben. Ich kann infolge dessen nur auf das von Mojsisovics 1898 veröffentlichte Profil I Tafel VI (l. c.) und die älteren Profile Richthofens Bezug nehmen. Doch hatte damals Dr. C. Uhlig, jetzt Professor in Dar-es-salâm, die Freundlichkeit, mir Einblick in die nach den Revisionen von Mojsisovics kolorirte geol. Karte von Bludenz-Vaduz (17 I) zu gewähren. Auf derselben liegen gerade noch der Hohe Frassen und die Stellen, wo die diskordante Anlagerung des Flysches an Lias und Trias zu sehen sein soll. Es war mir jedoch nicht möglich, etwas derartiges zu beobachten. Die Verbreitung des Flysches ist allerdings eine solche, dass sie

[1]) Geolog. Alpenforschungen I. 1900.

[2]) Am Westende des „Madonnakopfes“ der österr. Generalstabskarte. Letztere Bezeichnung beruht anscheinend auf einem Missverständnis.

abwechselnd an Hauptdolomit, Kössener Schichten und Lias angrenzt, aber stets nimmt der Flysch die orographisch tiefere, Trias-Lias die höhere Lage ein. Nirgends ist eine unmittelbare Anlagerung zu sehen und wer nicht wüsste, dass der Flysch das jüngere ist, könnte ihn ganz leicht, wie in den Glarner Alpen das ja tatsächlich geschehen ist, für das ältere nehmen. Allerdings muss zugegeben werden, dass die Aufschlüsse nicht so günstige sind, wie auf der Nordseite des Rhätikon, wo drei tiefe Talschluchten durch die höher liegende Trias sich bis auf den tiefer und darunter liegenden Flysch eingeschnitten haben. Aber gleichwohl erscheint es gänzlich ausgeschlossen, die eigentümlichen Lagerungsverhältnisse nur durch diskordante Anlagerung der Flysches erklären zu können. Wir wissen ja sehr wohl, dass der Flysch vielfach nicht konkordant auf seiner Unterlage ruht, insofern er bald auf Aptychenkalk, bald auf Lias abgesetzt wurde. Jedoch geschieht das stets auf der Oberseite jener Schichten. Hier hingegen müsste er auf den Köpfen der bereits vorher steil aufgerichteten Schichten des Lias, der Koessener Kalke und des Hauptdolomites abgesetzt worden sein. Für eine solche Annahme ist aber bis jetzt auch nicht der geringste Beweis erbracht worden; insbesondere fehlen die in solchem Falle unbedingt zu erwartenden Grundkonglomerate vollständig, wie sie z. B. unter ähnlichen Verhältnissen anderwärts die Basis der Gosaukreide und des Cenomans aufweisen.

Der Flysch im Norden des Hohen Frassen fällt also unter die Trias dieses Berges ein und zieht sich unter derselben hindurch, so dass er auf der Südseite des Berges bei Nüziders wieder zum Vorschein kommt, wo ihn Mojsisovics nachgewiesen hat. Der Bau der Triasdecke ist nicht einfach. Die Arlbergschichten des Mutters Berges fallen nach Süden ein, wie auch der Hauptdolomit des Hohen Frassen. Dazwischen liegen die gipsführenden Rauhwacken der Raibler Schichten. Sie sind also deutlich überkippt. Der Hauptdolomit des Hangenden Steines ist ebenfalls gegen Süden geneigt, aber er wird von Koessener Schichten und Liasfleckenmergeln mit eingelagerten roten Kalkbänken überdeckt. Hier liegt aber alles normal. Folgt man diesem Trias-Lias-Zug nach Osten, so gelangt man auf den „Sattel",[1])

[1]) So wird die Stelle bezeichnet, wo der von Latz nach Ludescherberg führende Fusspfad die Höhe des Bergrückens überschreitet, der vom Hangenden Stein sich zum Hohen Frassen heraufzieht. Auf der Karte fehlt diese Bezeichnung.

von wo die Liasschichten mit annähernd west-östlichem Streichen sich gegen die aufragenden Steilwände des Hohen Frassen fortsetzen. Man sollte nun erwarten, dass sie den Gipfel dieses Berges aufbauen, aber der besteht aus dem eben erwähnten überkippten Hauptdolomit, welcher just die von Nord nach Süd ziehenden Steilwände bildet und an denen jene Liasmergel plötzlich verschwinden, um erst wieder auf der Nordseite des Frassen unter dem Hauptdolomit zum Vorschein zu kommen. Ich kann mir dieses seltsame Verhalten nur durch eine Ueberschiebung erklären, wie es Fig. 1 darstellt. Damit in Uebereinstimmung steht die Tatsache, dass auch auf der Ostseite des Frassen in der tiefeingerissenen Schlucht bei Marul bis oberhalb dieses Ortes Flysch ansteht, über den sich der Liaszug des „Sattels“ legt, während der Hauptdolomit des Frassen nicht bis ins Tal herabgeht, sondern hoch über demselben und über dem Lias krönende Felsen bildet. Noch weiter nach Osten lässt sich dieser den Flysch überlagernde Liaszug zunächst nicht verfolgen, weil von SW her aus dem Galgentobel bei Bludenz und über die Muttersberger Alp eine grosse Quer-

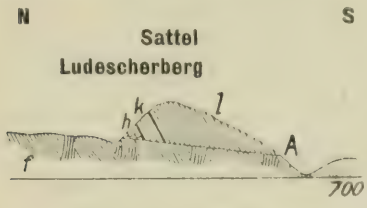


Fig. 1. 1 : 50000.

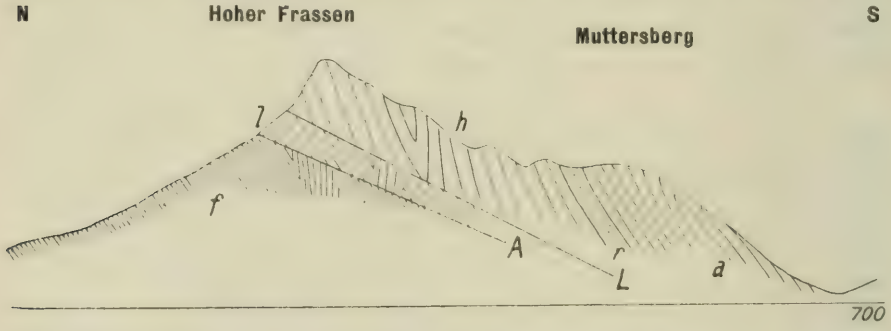


Fig. 2. 1 : 50000. f Flysch, l Lias, h Hauptdolomit, r Raibler Schichten, a Arlbergschichten, A Allgäuer, L Lechtaler Ueberschiebung.

verschiebung herüberstreicht, welche den Liaszug abschneidet. Sie setzt am Westfuss der Kellerspitz (bei Richthofen „Alpilla“) vorüber und trifft den Lutzbach im grossen Walser Tal oberhalb der Garsellenbrücke. Auf ihr sind die Gebirgsmassen im Osten um 4 Kilometer nach Norden vorgeschoben worden und so kommt es, dass wir den Trias-Liaszug des „Sattels“ erst wieder oberhalb Garsella auf der linken Seite des Lutzbaches gegenüber Boden antreffen. Dort liegt über dem Flysch, in dem sich der Lutzbach tief

eingeschnitten hat, der Hauptdolomit eine Steilwand bildend und darüber in normaler Reihenfolge Koessener Schichten und Lias. Erst hoch über letzterem liegen die Dolomitmassen der Kellerspitz und des Breithorns, die wahrscheinlich die Fortsetzung des Hohen-Frassen-Dolomites darstellen.

Trias und Lias sind hier also über den im Norden weit ausgebreiteten Flysch geschoben worden, aber zugleich ist in ihnen selbst Ueberschiebung eingetreten, sodass jetzt zweimal die gleiche Serie von Trias- und Liasgesteinen übereinander angetroffen wird. Dem späteren Nachweise vorausgreifend, wollen wir die untere Serie die Allgäuer, die obere die Lechtaler Schubmasse nennen. Mit einer geradezu auffallenden Klarheit hebt sich die Allgäuer Schubmasse von der unter ihr gegen Norden hervorquellenden Flyschmasse ab. Die Grenze ist scharf markirt durch die Verschiedenartigkeit der Bergformen. Der Hauptdolomit setzt bei Flecken unterhalb Buchboden von der linken auf die rechte Talseite herüber und baut hier die schroffen felsigen Gehänge des Zitterklapfen auf. Leicht ist zu erkennen, wie sich die Schubfläche von Seeberg zum Pass zwischen Zafern und der Bären-Alp heraufzieht und von da zuerst das Kresshorn auf der Nordseite umgeht, dann den Tochtermann und ebenso den 2113 m hohen Nordausläufer der Hochkinzelspitze. Von da zieht sie sich wieder gegen SO zurück, indem sie langsam am Gehänge herabsteigt und unterhalb Boden die Talsohle der Bregenzer Ache erreicht. Ueberall unter ihr steht der Flysch an. Der Kamm des Zitterklapfen und der Hochkinzelspitz besteht hauptsächlich aus Hauptdolomit, dem sich aber auf den nördlichen Kammausläufern nachmals Liasgesteine vorlagern, die an ihren schwarzen Farben und schmalen roten Bändern von Adnether Kalk schon von ferne erkannt werden können. Auf der Südseite lagern sich an den Hauptdolomit die Koessener Schichten und die Liasfleckenmergel an, die mehrere kleine Mulden bilden.

Das von Dr. Fiedler aufgenommene Querprofil, das vom Zitterklapfen südwärts nach Rothenbrunn gelegt ist, lässt diese Verhältnisse aufs deutlichste erkennen und zeigt ferner auch die Auflagerung der Lechtaler Schubmasse. Die Auflagerungsebene neigt sich mit etwa 30° nach Süden. Besonders interessant und wichtig ist der Nachweis erstens von Aptychenkalk in der Liasmulde, und zweitens die sichere Feststellung, dass echter Flysch mit seinen charakteristischen Fucoiden und einer Geröllbank unmittelbar in der Nähe

auf Liasmergeln liegt. Es gehört dieser Flyschzug ohne Zweifel zu dem von mir im Deckgebirge des Rhätikon nachgewiesenen Flysch und dass derselbe noch weiter nach Osten fortsetzt, werden wir sogleich sehen. Wie im Rhätikon

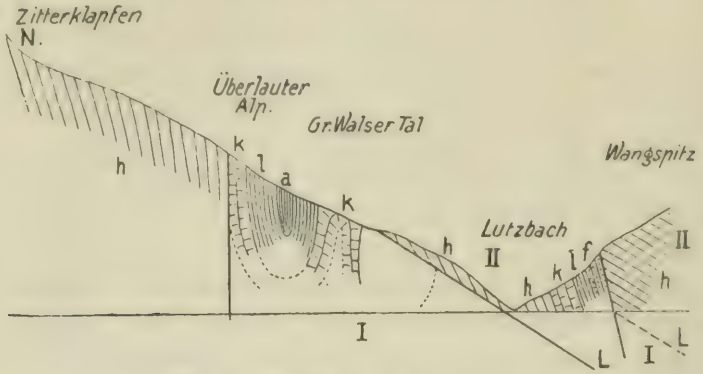


Fig. 3. Profil nach Fiedler.
f Flysch, a Aptychenkalk, l Lias, k Koessener Schichten, h Hauptdolomit L Lechtaler Schubfläche, I Allgäuer Schubmasse, II Lechtaler Schubmasse.

liegt er auch hier unmittelbar und anscheinend diskordant auf dem Lias. Dass vorher auf letzterem der oberjurassische Aptychenkalk zum Absatz gekommen war, aber vor Absatz des Flysches abgetragen worden ist, geht aus seinem nahen Vorkommen auf dem Südgehänge des Zitterklapfen unzweifelhaft hervor. Noch sichrere Beweise hierfür hat Dr. G. Schulze an der Trettach gefunden.

Mit dem von Dr. Fiedler aufgenommenen Querprofile steht in vollster Uebereinstimmung dasjenige, welches ich 1902 im Alpenführer I S. 72 und 74 veröffentlicht und in Fig. 7 auf Tafel I nochmals abgedruckt habe. Es ist in ähnlicher Richtung über den Schadonapass gelegt. Zwar fehlen der Flysch und Aptychenschichten in der Schubmasse, aber Lias, Koessener Schichten und Hauptdolomit sind vorhanden. Im Süden des Dolomites, des Hochkinzels sind die jüngerenSchichten wie bei der Ueberlauter Alp zu steilen und engen Mulden zusammengeschoben und dann von Süden her durch Hauptdolomit auf einer sogar nur mit 25^0 geneigten Schubfläche überschoben. Aber ebenso wie bei Rothbrunn werden diese Falten und Ueberschiebungen von jüngeren streichenden Längsverwerfungen durchsetzt, welche sowohl die Lechtaler Schubmasse (Wangspitz und Brunarlen Spitz) als auch die Allgäuer Schubmasse (Zitterklapfen und Hochkinzel) durchschneiden. Das nördliche Ende der Lechtaler Schubmasse wird also von dem Dolomit zwischen Rothorn und Brunarlen, sowie

von dem zwischen Zitterklapfen und Wangspitz gebildet und deren Kontinuität lässt sich leicht über die Metzgertobel Alp verfolgen. Gegen Westen hängt dieser Dolomitzug jedenfalls mit dem der Kellerspitz und des Frassengipfels zusammen.

Die Neigung der Allgäuer Schubfläche ist eine ähnliche wie bei der Lechtaler. Man kann sie aus der Schnittlinie ihres Ausstriches am Gehänge mit den Höhenkurven berechnen. Bei Nüziders beträgt sie vielleicht nur 10, am Frassen etwa 30 und im Gebiete des Zitterklapfen und der Hochkinzel durchschnittlich ungefähr 20 Grad nach Süden mit schwacher Ablenkung gegen Osten.

3. Die Strecke von Schröcken bis Birgsau.

Als Gegenstück zur Hochkinzel ragen auf der anderen Talseite der Bregenzer Ache der Heiterberg[1]) und die Hoferspitze auf. Auch hier ruht (siehe Fig. 6 auf Tafel I) über dem Flysch von Hopfreben Hauptdolomit, dessen Bänke meist vertikal aufgerichtet sind bei nördlichem bis schwach nordöstlichem Streichen. Aber diese Auflagerungsfläche liegt bedeutend tiefer als auf der Talseite gegenüber. Schon Richthofen war dies aufgefallen und er nahm zur Erklärung eine N 15° W streichende Querverwerfung an, die im engen Tal der Bregenzer Ache heraufziehe und auf der der östliche Gebirgskeil nach Norden vorgeschoben worden sei. Ganz deutlich habe ich noch weiter talaufwärts an dem plötzlichen Absetzen von Koessener Schichtgewölben im Streichen die Spuren dieser Verwerfung bis zum Aufeld zwischen Arhorn und Juppenspitz verfolgen können, aber darnach würde diese Querspalte nicht N 15°, sondern 60° W streichen und ausserdem scheint mir der östliche Gebirgsteil eher nach Süden als nach Norden verschoben zu sein. Hier kann einen vollkommen sicheren Entscheid nur genaue Kartirung erbringen.

Der Dolomit des Heiterberges wird auf seiner südöstlichen Seite von Koessener Schichten in oft recht dachsteinkalkartiger Facies überlagert, dann aber werden beide durch eine NNöstlich streichende Verwerfungsspalte abgeschnitten und auf deren östlicher Seite legt sich mit nordöstlichen Streichen erst Liasmergel, dann wieder Koessener Kalk an, der einen engen steilen nach NW etwas über-

[1]) Bei Richthofen 1862 Profil X mit „auf dem Lager“ bezeichnet.

kippten Sattel bildet und dem entsprechend auch auf seiner Südostseite von Lias überdeckt wird. Dieser Lias baut dann weiter gegen SO die meisten Höhen auf bis zum Warthorn und zur Mohnenfluh, wo sich die Lechtaler Schubmasse, aus Dolomit bestehend, schräg von SO aufsteigend, darüberlegt. Jene breite Liaszone besteht aber aus einem System von Falten, an denen sich, soweit sie sichtbar sind, nach unten die Koessener Schichten, nach oben noch der Flysch, beteiligen.

Schon Escher von der Linth hat die Möglichkeit erörtert, dass gewisse Schiefer bei Warth und auf der Spullers Alp wirklicher Flysch und nicht Lias seien. Wirklich fanden wir (Dr. Fiedler und ich) 1901 am Weg von Schröcken nach Hochkrumbach einen kleinen Aufschluss von Flysch mit echten Fucoiden deutlich den Ammoniten (Harpoceras) führenden Allgäuschiefern eingelagert. Aptychenkalke scheinen jedoch hier ganz zu fehlen.

Die Allgäuer Schubmasse setzt vom Heiterberg nach Osten in den Widderstein fort, von dem schon Escher 1853 angegeben hat, dass er aus einem Dolomitgewölbe bestehe, an das sich nach N wie S Koessener und dann Lias anlagern. Er übersah nur, dass gegen Norden nochmals Koessener und Hauptdolomit folgen, oder vielmehr er liess diese Stelle gegen den Flysch zu auf seinem Profil weiss ohne Einträge. Gümbel gab 1856 ein ganz ähnliches Profil, übersah ebenfalls den Dolomit an der Grenze gegen den Flysch und lässt diesen petrographisch allmählich in die Liasgesteine übergehen. Richtiger stellte Richthofen 1862 die Sache dar, indem er angibt, dass nördlich vom Widderstein-Dolomit sogleich Lias, dann Koessener Kalke und diese unterlagernd wieder Dolomit folgen. Er war also der erste, der diesen Grenzdolomit wirklich gesehen und bereits 1859 in seinem Profil XI eingezeichnet hat. Doch bemerkt er dazu, dass er „die Art und Weise der Lagerung an der Grenze gegen den Flysch hier nicht beobachtet habe."

Ein sehr detaillirtes Profil von Mittelberg zum Widderstein veröffentlichte 1861 Gümbel (Taf. XXII Fig. 163), worin er im Norden des Widdersteines sogar zweimal Lias, Koessener Schichten und Hauptdolomit sich wiederholen lässt und Mittelberg selbst auf den Dolomit verlegt. Im Text habe ich eine Begründung dieses auffallenden Profiles indessen nicht finden können. Merkwürdigerweise gibt er über dem nördlichen Liaszuge auch noch Aptychenkalke an.

Soweit ich die Verhältnisse vom Fusswege aus, der von Mittelberg auf den Gentschelpass führt, erkennen konnte, lagert sich auf der Nordseite des Widdersteines eine nach Norden überkippte Mulde von Koessener Schichten und Lias in den Dolomit, der über den Flysch von Mittelberg geschoben ist. Und dies Lagerungsverhältnis setzt sich im Streichen gegen Osten fort in den Berggrat, welcher Zwölfer- und Liechelkopf verbindet. (Siehe Fig. 5 auf Taf. I.)

Jenseits im nächsten Seitental — dem wilden Tobel — zieht sich die Ueberschiebungslinie wie gewöhnlich zuerst gegen SO in den Talhintergrund zurück und steigt von da auf dem östlichen Gehänge wieder gegen Norden in die Höhe, wobei an vielen Stellen die Ueberlagerung des Flysches durch den Hauptdolomit deutlich zu Tage tritt. Auffällig ist dabei nur, dass die Neigung der Schubfläche, welche sich bisher fast ausnahmslos als von SSO nach NNW ansteigend erwiesen hat, hier eine andere ist. Am Nordrand der Hammerspitz senkt sich die Austrichlinie der Ueberschiebung von einer Meereshöhe von 2000 m trotz aller Einbuchtungen konstant bis zum Ausgang des Gentscheltales auf eine Entfernung von über $5^1/_2$ km um im Ganzen 800 m, was einer Neigung von 9^0 nach SW entspricht. Dann erst hebt sie sich wieder langsam über die Bergunt Alp herauf bis zur Wasserscheide (1900 m) gegen die Bregenzer Ache, wo die Grenze zwischen dem Donau- und dem Rheingebiet liegt. Man wird diese Sachlage wohl am besten als eine Verbiegung der Ueberschiebungsfläche im Streichen auffassen nach Art der Axenverbiegungen, welche auch Schichtenfaltungen so oft zeigen.

Von der Hammerspitze[1]) läuft die Allgäuer Schubgrenze zunächst in schwachem Bogen und gleicher Höhenlage nach der Kanzelwand und senkt sich dann ostwärts ins Warmatsgunder Tal herab bis auf 1500 m. Immer ist es Hauptdolomit, der auf Flysch liegt. Doch sind auf den Süd- und Ostgehängen des Fellhornes noch eine Anzahl kleinerer Dolomitmassen, wie Inseln, dieser Grenze vorgelagert als Beweis, dass die Schubmasse ursprünglich noch weiter über den Flysch übergegriffen hat, aber später durch Erosion zerstört und abgetragen worden ist.

Der Warmatsgundbach hat sich von NO her rückwärts bis zum Fideripass in diese Allgäuer Schubmasse

[1]) Auf der bayer. Karte (1 : 25000) ist dieser Gipfel irrtümlich als Schüsser bezeichnet, während die Hochgehrenspitz (2254) und der Schüsser (2258) zusammen den Namen Hammerspitz tragen.

eingeschnitten und zwar so tief, dass er überall bereits den darunterliegenden Flysch erreicht, während die Talgehänge noch aus Dolomit bestehen. Für den Nachweis, dass die Trias wirklich flach überschoben ist, kann man somit keinen besseren Platz als dieses Tal finden. Freilich ist der Bach in seiner Arbeit einer von NO nach SW gerichteten Verwerfungsspalte gefolgt. Infolgedessen ist das tektonische Bild kein so ganz einfaches und es wird noch durch überreiche Moränenbedeckung und Schutthalden bedeutend verdunkelt.

Steigt man von Feistenau im Stillachtal den rotmarkirten Fussteig in den Tobel hinauf über Waldboden, Felsblöcke und Moräne, so erreicht man bei etwa 1100 m Meereshöhe den Flysch, der jenseits des Baches in Steilwänden ansteht. Ueber derjenigen Talsperre, welche ober-

Fig. 8. Im Warmatsgund. Ueberschiebung des Hauptdolomites über den Flysch.

halb einer am Fussweg entspringenden und gelben Kalktuff absetzenden Quelle den Bach quert, kann man bei gewöhnlichem Wasserstand über den Warmatsgundbach von Felsbock zu Felsbock springen. Man ersteigt dann leicht den nicht allzuhohen Flyschhang, dessen Schichten nach Süd und Südwest einfallen und steht alsbald an der beinahe horizontalen Ueberlagerungsfläche, auf welcher der bituminöse Dolomit liegt. Er zeigt keine deutliche Bankung, ist stark brecciös und von Klüften regellos durchsetzt. Talaufwärts nähert sich der Dolomit natürlich immer mehr der Talsohle und damit verschwindet der Flysch darunter.

Gleichwohl trifft man sehr bald auf dem jenseitigen Gehänge, auf dem der Fusspfad läuft, Flysch und hellfarbigen Seewenmergel hoch am Gehänge herauf in annähernd vertikaler Stellung, während das andere Gehänge noch immer bis zur Sohle aus Dolomitwänden besteht. Auf der Nordseite scheint also der unterliegende Flysch höher gehoben zu sein auf einer mit dem Bachbett zusammenfallenden Linie. In der Tat trifft man auch am kleinen Fahrweg, der 20 bis 30 m hoch am nördlichen Gehänge talaus nach Ebene führt, über dem Flysch einzelne grössere Felsmassen von Dolomit erhalten, die Reste einer bereits fast ganz zerstörten Schubmasse, die aber über 30 m höher lag, als auf dem südlichen Gehänge.

Der Feistenauer Fussteig erreicht nun jenes Fahrsträsschen und alsbald verschwinden alle Aufschlüsse anstehenden Gesteins. Hoch oben am Gundsberg freilich ragen die Dolomitwände auf, auch schon tiefer kommt links wie rechts stellenweise dieser Dolomit in kleinen Wänden zum Vorschein, aber erst oberhalb der Alphütten von Höfle sieht man den Flysch am Bache selbst auf der linken Seite anstehen und dann am Wank kurz vor der oberen Alphütte steht am Weg rechts etwas Flysch an, über dem sogleich eine Dolomitfelswand aufragt. Eine vorzügliche Quelle entspringt mit mehreren Ausgängen gerade aus dieser Auflagerungsfläche, die eine Meereshöhe von 1379 m hat. Um von da zur obersten — der Kühgund-Alp — zu gelangen, muss man den Wank, eine eigentümliche mit 25—30° geneigte Böschung ersteigen, der die Aussenböschung einer hohen das Tal vollständig querenden Moräne darstellt. Hier fällt schon auf, dass neben dem natürlich vorherrschenden Hauptdolomit und den verschiedenen mergeligen und sandsteinartigen Varietäten des Flysches auch nicht gar selten weisse und rote Seewenkalke als Geschiebe vorkommen. Anstehend treffen wir diese Gesteine jedoch erst kurz vor dem Fideri-Pass, wo inmitten des breiten, ringsum von Schutthalden und darüber aufragenden Dolomitwänden umschlossenen Talbodens zuerst ein kleiner Hügel und dann im Hintergrund eine sehr steile und gegen 80 m hohe Wand von Flysch sich erhebt. Man kann dieselbe an ihrem Südende verhältnismässig sehr leicht auf kleinem Fusspfad ersteigen und befindet sich dann alsbald auf der Passhöhe (2065 m). (S. Fig. 9.) Der erst genannte kleine Hügel besteht ganz aus Flysch mit Ausnahme einer kleinen Kappe von Dolomit, die ihn krönt. Die 80 m hohe Flysch-

wand ist sehr interessant, weil viele Gerölle in dem rauhen Mergel eingebettet sind, sodass stellenweise ein wahres Konglomerat entsteht. Die Gerölle nehmen häufig Kopfgrösse an, einige erreichen sogar einen Durchmesser von $^1/_2$ Meter. Sie sind nicht alle gleich stark abgerundet und

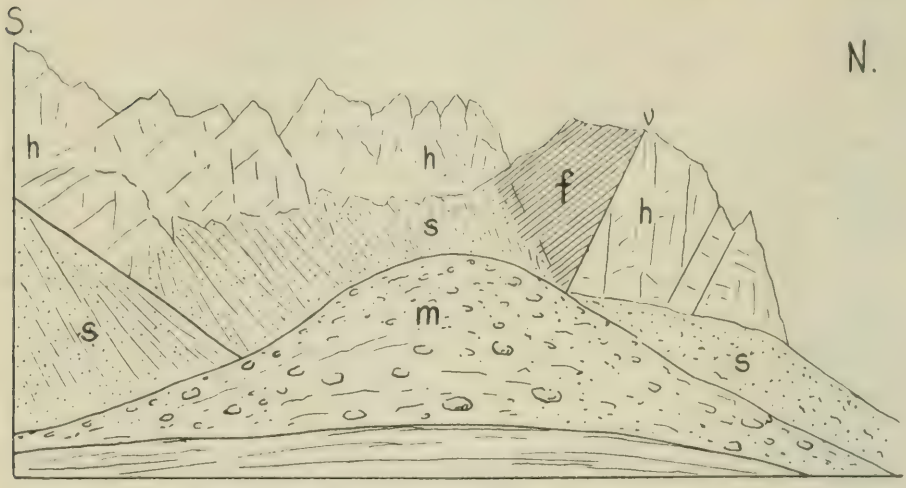


Fig. 9. Blick vom Fideripass nach Osten.
h Hauptdolomit, f Flysch, s Gehängeschutt, m Moräne, v Verwerfungsspalte.

bestehen aus hellfarbigem (triasischem?) und grauem gelb anwitterndem (liasischem?) Kalkstein, der oft auch grosse und viele schwarze Hornsteinknollen umschliesst. Auch roter quarzitischer Sandstein (Buntsandstein?) kommt vor und Kalk mit Hornsteinfragmenten (cenomane Breccie?). Die reineren Mergel führen vereinzelt die echten Flyschfucoiden. Auf der Südseite stellt sich hellgrauer bis weisser Seewenkalk ein, der mir zwar keine Versteinerungen lieferte, aber nach seiner Gesteinsart sicher zu bestimmen ist. Weiter oben gegen den Pass stellen sich auch die roten Seewenmergel ein, die auf der Moräne „Am Wank" schon auffielen. Gegen Süden ragen die Dolomitwände der Schafalpen-Köpfe hoch auf. Sie sind jedenfalls über den Flysch geschoben, wenn schon meist die Grenze von mächtigen Dolomitschutthalden verhüllt ist. Nach Norden hingegen endet der Flysch an einer steil nach Süd geneigten Bruchfläche, mit der er sich an den Hauptdolomit des Schüsser anlehnt, welcher, wie wir schon gesehen haben, an der Hammerspitze seinerseits über den Flysch des Walsertales geschoben ist. Es ergibt sich daraus, dass auf der Warmatsgunder Verwerfungsspalte der nördliche Gebirgsteil abgesunken ist und dass der Flysch des Fideripasses

Tafel I.

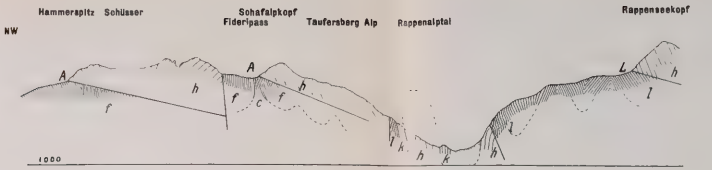


Fig. 4.

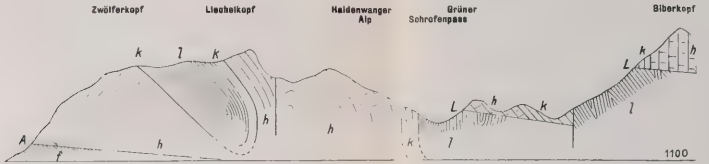


Fig. 5

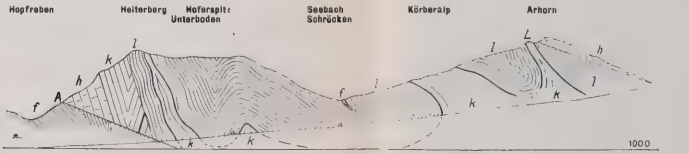


Fig. 6.

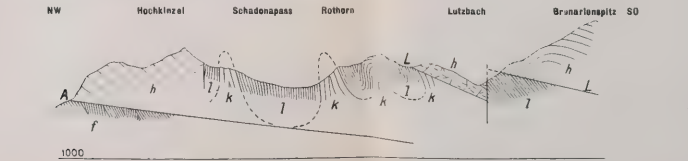


Fig. 7.

A Allgäuer Schubfläche, L Lechtaler Schubfläche, f Flysch, o Seewenkalk, l Lias-Fleckenmergel, k Koessener Schichten, h Hauptdolomit. 1 : 50 000.

die südliche, aber höher stehen gebliebene Fortsetzung des Walsertal-Flysches also des basalen Flyschgebirges überhaupt ist. Der Fussweg, der vom Pass nach dem Wildentobel und Mittelberg herabführt, überschreitet diese Verwerfung alsbald (Fig. 4 Tafel I) und das Gehänge besteht dann bis zur 400 m tiefer liegenden Alphütte nur aus Hauptdolomit, von wo abwärts erst sich der darunter liegende Flysch wieder einstellt. Die Verwerfung hingegen setzt gegen SW fort in den nördlichen Dolomitausläufer der Schafalpenköpfe und da schrumpft der Flysch auf eine ganz schmale Zone zusammen, bildet aber eine leicht zu überschreitende Scharte, über die (Fig. 9) man nach dem Hochleger der Wilden Alp gelangt. Auf dieser Scharte kann man sich von der Ueberlagerung von Süden her durch Dolomit, der am Kontakt mit dem Flysch wie dieser selbst starke mechanische Veränderungen (Mylonitbildung) zeigt und gegen Norden dem abgesunkenen Dolomit auf einer glatten N 25 ^{0} O streichenden und steil nach Süden einfallenden Fläche angelagert ist, sehr gut überzeugen. Von hier sieht man auch im Hintergrund des oberen Wildentales Geishorn und Liechelspitze aufragen, davor den Dolomitkamm des Angererkopfes, der von der Liechelspitze durch eine kleine Einsattelung getrennt ist. Alles ist heller Hauptdolomit, aber in dem Sattel macht sich ein schwarzer vertikaler, nach unten sich zuspitzender Streifen bemerkbar. Er liegt genau in der Fortsetzung unserer Verwerfung und besteht vermutlich ebenfalls aus Flysch.

Warmatsgund und Fideripass zeigen sich somit durch die Vorzüglichkeit ihrer Aufschlüsse aus — und wer sich hier nicht von dem Vorhandensein flacher Ueberschiebungen überzeugen lässt, verdient Bewunderung. Richthofen (l. c. Profil XII) hat einen Querschnitt durch Hammerkögl und Ochsenlochberg gegeben, welcher wohl über den Fideripass oder wenigstens nahe dabei gelegt ist. Der Name Ochsenlochberg findet sich nicht mehr auf den Karten, es ist damit wohl einer der Gipfel der Schafalpenköpfe gemeint. Da Richthofen den Flysch als Lias angesprochen und die Schubflächen viel zu steil gezeichnet hat, und im Text kein Bezug darauf genommen wird, so glaube ich, dass er den Pass selbst nicht begangen hat. Gümbel hingegen war dort; er gibt ein sehr auffallendes und phantastisches Profil (Taf. 38, pg. 284). Flysch im Norden und Dolomit im Süden fallen mit 45—75 ^{0} nach Süd ein, aber in den Dolomit sind von unten herauf an zwei Stellen spitze Flysch-Keile hereingetrieben. In diesen Keilstücken ist der

Flysch stark zusammengepresst und gefaltet. Der grössere Keil bildet den Fideripass und da ist in den Flysch von unten her nach Art eines Granitstockes Dolomit eingedrungen. Diese irrtümliche Darstellung rührt z. T. wohl daher, dass die Neigung der Ueberschiebung nicht aus dem Verlauf der Auflagerungsgrenze, sondern aus der Neigung der Schichten berechnet wurde; auch bei Richthofen ist diese Art der Bestimmung häufig erkennbar. Da nun zufällig hier Flysch und Dolomit ähnliches, aber steiles Einfallen besitzen, so ist dieses auf die Ueberschiebungsfläche übertragen worden und hat zu einer der Natur ganz und gar nicht entsprechenden Profilzeichnung geführt.

Bei allem was bereits über den Warmatsgund gesagt wurde und noch weiterhin mitgeteilt werden soll, verlasse man sich ja nicht auf die Einzeichnungen in Gümbels Karte (Bl. II). Diese hat nur die Bedeutung einer provisorischen Uebersichtskarte, nicht einer Spezialkarte. Gümbel hat in nur 4 Sommern fast allein das ganze bayr. Alpengebiet aufgenommen (nämlich in den Sommern 1854, 55 und 59, sowie Teilen des Sommers 1856 u. 57. Er sagt selbst in dem Vorwort zur geognost. Beschreibung des bayer. Alpengebirges (S. IV): „Es lag hier ursprünglich im Plane vorerst nur eine rekognoszirende Untersuchung, welche wegen der grossen, in der Natur der Alpen liegenden Schwierigkeiten einer nachfolgenden Detailaufnahme vorangehen sollte, vorzunehmen. Die hierbei gewonnenen Resultate . . . schienen jedoch nach deren Beendigung ausführlich und allseitig genug, einesteils in praktischer Beziehung genügende Auskunft zu geben, andernteils die geognostischen Verhältnisse des durchforschten Gebietes konform mit den übrigen bereits vorgenommenen Untersuchungsarbeiten auf entsprechenden Karten darzustellen, zugleich auch in Profilen und Beschreibung vollständig zu erläutern."

Heute nach über 40 Jahren wird es niemand in Abrede stellen wollen, dass die Veröffentlichung dieser 5 Kartenblätter, welche rund 15000 □km Land zur Darstellung bringen, der Weiterentwicklung der Geologie einen grossen Vorschub geleistet hat, da vorher eigentlich brauchbare geologische Karten für dieses grosse Gebiet überhaupt nicht oder doch nur für einzelne Randpartien bestanden haben. Aber ebensowenig lässt sich verhehlen, dass die Unterlassung der ursprünglich vorgesehenen Detailaufnahmen während des folgenden Zeitraumes von über 40 Jahren ein grosser Fehler war. Es hat sich sowohl auswärts als insbesondere auch in den Augen Gümbels selbst die Wertschätzung dieser Karten mit jedem Jahre gehoben, trotzdem bald nach ihrem Erscheinen die Untersuchungen Oppels und Beyrichs ganz erhebliche Irrtümer im Gebiet der Vilser und Hohenschwangauer Alpen aufdeckten und jede der Spezialaufnahmen, die seit 1886 von privater Seite gemacht worden sind [1], die Mangelhaftigkeit jener Karten von neuem bestätigt haben. Gleich-

[1] A. Rothpletz, Monographie der *Vilser Alpen* 1886. Geologische Karte des *Karwendelgebirges*, entworfen von A. Rothpletz unter Mitwirkung von W. Clark, Eb. Fraas, G. Geyer, O. Jaekel, O. Reis und R. Schaefer 1888.

wohl und ohne Rücksicht auf die neueren Arbeiten hat man in Uebersichtskarten die alten Aufnahmen Gümbels reproduzirt und Gümbel selbst tat es so noch 1894! Der wirkliche Wert dieser Karten von 1859 lag aber gewiss nicht im Detail, sondern im Versuch, die stratigraphische Gliederung, die Gümbel in Gemeinschaft mit Escher, Hauer, Pichler, Richthofen u. a. aufgestellt und die sich in ihren Hauptpunkten selbst bis heute als zutreffend erwiesen hat, auch kartographisch zur Darstellung zu bringen und so ihre Brauchbarkeit zu beweisen.

Wir haben bisher die Allgäuer Ueberschiebung bis ins Stillachtal verfolgt, es bleibt uns nun das gleiche für die Lechtaler Ueberschiebung zu tun übrig, welcher wir im vorhergehenden Abschnitt ostwärts bis an den Nordfuss der Brunarlenspitze gefolgt waren. Von dort springt sie zur Mohnenfluh und Juppenspitze hinüber. Bei einer Wanderung von Schröcken nach Aufeld sieht man in klarster Weise, wie sich an die bereits besprochenen nach Norden überkippten Falten des Schadonapasses und Rothornes weiter gegen Süden am Hochberg und an der Mohnenfluh neue Falten anfügen. Ein Sattel von Koessener Kalken mit ost-westlichem Streichen steigt unter den Liasschiefern am Nordfuss dieses Berges auf und sein stark übergelegter First scheint sich sogar bis in die Gipfelregion des Hochberges hinüberzuziehen, wo ein zweimal übereinander verlaufendes schwach nach Norden ansteigendes rotes Band von Adnether Kalk schon von weitem sichtbar diese fast liegende Sattelbildung anzeigt. An der Mohnenfluh liegt die Wurzel dieses Koessener Sattels zu beiden Seiten von liasischem Allgäuschiefer eingeschlossen und nur erst die steileren Gipfelfelsen der Mohnenfluh und Juppenspitze tragen ähnlich wie bei der Brunarlenspitze eine Decke von Hauptdolomit, die sich mit ihrer basalen Fläche schwach nach Süden senkt. Am Nordostfusse der Juppenspitze zieht dann die schon besprochene Querverschiebung der Bregenzer Ache vorbei und bewirkt, dass jener Koessener Sattel ostwärts nicht ungestört nach der Körber Alp herübersetzt, sondern eine horizontale Verschiebung von etwa 500 m gegen Nordwesten erfahren hat. Trotz dieser Störung ist es unverkennbar, dass die Lechtaler Schubmasse ins Arhorn und Warthorn fortsetzt. Die nach allen Seiten unverdeckten freien Gehänge dieses Bergstockes lassen die schräge Auflagerung des Dolomits auf den Schichtköpfen

Finkelstein. Der *Laubenstein* bei Hohen Aschau 1888. Das *Wendelsteingebiet* von Eb. Fraas 1890. J. Böhm, Der *Für- u. Sulzberg* bei Siegsdorf 1891. Emil Böse, Die *Hohenschwangauer Alpen* 1893. Heimbach, Die *Farchanter Alpen* 1895. Ulrich Soehle, Das *Labergebirg* 1897 und das *Ammergebirg* 1899.

der liasischen und Koessener Falten, welche sich bis zum Dolomitzug des Heiterberges und Widdersteines ausdehnen, und mit ihren leicht verwitternden Gesteinen das sumpf- und seenreiche Hochtal des Tannberges bilden, leicht übersehen.

Auf der Ostseite des Warthornes hat es den Anschein, als habe dort die Lechtaler Schubmasse ihr Ende erreicht, denn der Dolomit schneidet da jählings ab. Er ist aber nur durch eine neue Querverwerfung verschoben und findet sich schon 2 Kilometer weiter im Norden auf dem Schroffen nördlich von Lechleiten wieder. Ich vermute, dass die Verwerfungsspalte, auf der diese Verschiebung eingetreten ist, von Süd nach Nord gerichtet gegen das Haldenwanger Eck und den Haldenwanger Kopf zieht, wo die Koessener Schichten ebenfalls eine sehr deutliche Querverschiebung, allerdings nur um einige hundert Meter, in der Richtung nach dem Angerer Kopf aufweisen. Bis dorthin hatten wir aber bereits von Osten her die Warmatsgunder Verwerfung verfolgt, die somit als die Fortsetzung der andern wird gelten können. Spätere Spezialaufnahmen müssen zeigen, ob diese Vermutung sich bestätigt. Sicher aber ist, dass am Rauchgern Rücken, Schroffenpass und Grüner Dolomit in deutlich diskordanter Weise über den Lias geschoben ist, welcher gegen Angererkopf und die Schafalpenköpfe auf den Koessener Kalken und dem Hauptdolomit der Allgäuer Schubmasse in normaler Anordnung ruht. Auf dem übergeschobenen Dolomit seinerseits liegen ebenfalls ganz normal mit oft sehr steiler Stellung, aber doch immer südlicher Neigung, Koessener Schichten und Lias mit in der Hauptsache ostwestlichen Streichen, während die Ueberschiebungsgrenze einen ostnordöstlichen Verlauf hat. Infolge dessen legen sich am Grüner und Schroffenpass Hauptdolomit, am Rauchgern aber die Koessener Kalke direkt auf den Lias, wodurch die Diskordanz zwischen basalem und Deckgebirge sehr scharf hervortritt. Auch Gümbel hat auf seiner geol. Karte diesen Dolomit mit dem des Warthorns in Verbindung gebracht, aber so, dass er einfach die Koessener Kalke ignorirte und quer durch das Krumbachtal bei Warth den Dolomit als einen geschlossenen Zug hindurchzeichnete. Es entspricht das durchaus nicht den tatsächlichen Verhältnissen. Eine ähnliche Störung wie an der Ostseite des Warthornes macht sich auf der Ostseite des Grüner bemerkbar, wo der Dolomit längs einer südnördlichen Linie an dem Lias der Allgäuer Schubmasse plötzlich abbricht, der hier in das Niveau des Lechtaler

Deckgebirges heraufgeschoben worden ist. Wenn man die nördliche Fortsetzung dieser Querverwerfung aufsucht, gelangt man alsbald ins Rappenalptal. In diesem streichen mindestens zwei von NO nach SW gerichtete Verwerfungen herauf. Das Gebiet der Schafalpenköpfe ist mir nur teilweise bekannt und so muss ich es dahingestellt sein lassen, ob jene zwei Verwerfungen mit derjenigen des Grüner zusammenhängen oder ob letztere ungestört gegen Norden übers Tal fortsetzt. Herr Albert Hentschel hat eine geologische Spezialaufnahme dieses Gebietes begonnen und soweit mein Profil 4 auf Taf. I dasselbe trifft, steht die Darstellung mit den Ergebnissen, zu denen er vorerst gelangt ist und die ich auf gemeinsame Begehungen mit ihm kennen gelernt habe, in Uebereinstimmung.

Der Dolomit der Schafalpenköpfe gehört zur Allgäuer Schubdecke, deren Nordrand wir am Fideripass bereits beschrieben haben. Seine Bänke sind mit wechselnder Steilheit nach SO geneigt. Die dicht neben einander gereihten und nach SO geöffneten Kare, welche diesem Gebirgsgrat eingelagert sind, münden alle auf die Hochterrasse der Taufersberger Alp aus. Der Boden dieser Terrasse wird auf grosse Strecken hin von Koessener und Liasschichten gebildet, welche in engen Mulden dem Dolomit eingefaltet sind. Es sind aber, wie aus Fig. 4 hervorgeht, die beiden Flügel dieser Mulde nicht immer sichtbar, weil auf der einen der genannten streichenden Verwerfungen Verschiebungen eingetreten sind. An den unteren wieder aus Hauptdolomit bestehenden Hang dieser Kette legt sich beim kgl. Jagdhaus von neuem ein breiter Zug von Koessener Kalk an, der orographisch sehr deutlich als ein länglicher Hügelzug hervortritt. Einen Aufschluss desselben Gesteins trifft man dann noch in der Verlängerung der Streichrichtung gegen Osten südlich der Breitengernalp bereits am rechten Gehänge des Rappenalptales und einige kleinere Vorkommnisse von sehr geringer Mächtigkeit krönen die Dolomitwand zwischen der Petersalp und Einödsbach. Dass auch dieser Koessener Zug eine im Dolomit eingelagerte Mulde bildet, geht daraus hervor, dass die Steilwände auf der Südseite des Tales (s. Fig. 4)vom Körbertobel an bis zur Breitengernalp in ihrem unteren Teile aus Hauptdolomit aufgebaut sind, der also den Südflügel der Jagdhausmulde bildet. Dann aber wird dieser Südflügel durch eine ziemlich steil nach Süd einfallende streichende Verwerfungsfläche abgeschnitten, an welcher stark gefalteter Allgäuschiefer unmittelbar anstösst.

Dieser selbst baut ausschliesslich das Gehänge bis zum Fuss des Hochrappenkopfes und des Wilden Mannes d. h. also den Mutzenkopf, Kl. Rappenkopf, Linkerskopf und Heubaum auf und wird dann erst in einer Meereshöhe von 2100 – 2200 m von der Lechtaler Schubmasse überlagert. Die Auflagerungsfläche ist nur schwach gegen S. geneigt und die Schichten des Hauptdolomites sowie der ihm eingefalteten Koessener Kalke stehen viel steiler als diese Schubfläche, die besonders von der Rappenseehütte aus sehr schön beobachtet werden kann. Am Westgehänge des Biberkopfes findet die Lechtaler Schubmasse scheinbar ein Ende, denn in ihrer Verlängerung gegen Lechleiten bildet überall nur noch der Liasmergel des basalen Gebirges die Berggehänge. Es hängt dies mit der schon besprochenen Verwerfung am Grüner zusammen und die wirkliche westliche Fortsetzung des Biberkopfes müssen wir ebendort im NW am Grüner und Schroffenpass suchen, von wo wir sie schon kennen gelernt hatten. Jenseits dieser Verwerfung liegt das Gebirge und damit auch die Schubfläche um 500 Meter tiefer. Es handelt sich hierbei also um eine recht beträchtliche Verwerfung.

Vom Biberkopf gegen Osten hingegen bildet der Dolomit der Lechtaler Ueberschiebung eine geschlossene Felsenkette bis zur Mädelegabel. Er liegt so flach dem Lias auf, dass Gümbel noch 1856 glaubte, er sei eine jüngere oberjurassische Ablagerung und so hat er ihn auch auf der geol. Karte eingetragen, wenn schon er nachher sein höheres Alter richtig erkannte. Es war ihm aber entgangen, dass in Wirklichkeit die Lagerung der Dolomitbänke und der Liasschichten keineswegs eine gleichförmige ist und dass überhaupt in dem Dolomit Koessener Schichten eingefaltet sind bis herab auf die Ueberlagerungsfläche. Man kann sich von der vollendeten Diskordanz leicht überzeugen bei einer Wanderung von der Rappenseehütte über den Heilbronner Weg zur Mädelegabel. Auf dem Gipfelkegel der Mädelegabel fallen die Bänke des Dolomites deutlich unter halbem rechten Winkel nach NNW ein, zwischen Bockkar und Steinschart-Spitze mit 40° nach SW, auf der Steinschartspitze selbst wiederum steil nach OSO und am Kamm, der zum Hohen Licht führt, unter halbem rechten Winkel nach Süd. Es wechselt also Streichen und Fallen ungemein oft und dieser Wechsel steht in gar keiner Beziehung zum Verlauf der Ueberschiebungsfläche und -Grenze, noch auch zur Schichtenstellung des darunter liegenden basalen Lias-Gebirges. Dem entsprechend sehen wir zwischen Biberkopf

und Hochrappenkopf durch die Dolomitwände gegen Westen mit Neigung gegen Süd, aber unter- und überlagert von Dolomit, Koessener Kalke durchstreichen. Sie sind offenbar muldenförmig eingelagert, aber die untere muldenförmige Umbiegung ist durch die Schubfläche abgeschnitten und so sitzen sie ganz unvermittelt mit annähernd gleicher Steilstellung auf den Schichtköpfen des Lias auf. Da sie von Ost nach West streichen, so ist am Nordwestfuss des Biberkopfes noch ein kleiner Streifen ihrer sonst durch Erosion ganz abgetragenen westlichen Fortsetzung erhalten, der direkt auf dem Lias ruht und der Dolomitwand vorgelagert ist.

Gegen Osten setzt dieser Teil der Lechtaler Schubmasse bei der Schwarzen Milz unvermittelt ab und das basale Liasgehänge bildet die Kammhöhe bis zum Kratzer, wo sich wieder der Hauptdolomit in gewaltigen und rauhen Felsmassen auflagert und weiterhin auch die Krottenköpfe aufbaut bis zum Merzle, wo wiederum der basale Lias die Kammhöhe erreicht und allein aufbaut bis zum Hornbachjoch. Ueberall da ist die diskordante und verhältnismässig sehr flache Auflagerung des Aelteren auf dem Jüngeren vorzüglich wahrzunehmen, doch will ich auf die Schilderung dieses Teiles nicht weiter eingehen, da Herr Schulze in der Lage ist, uns bald eine genaue Detailbeschreibung zu geben. Ein Profil durch das Mädelejoch und die Muttlerköpfe habe ich ohnehin bereits 1902 (l. c. S. 59) gegeben.

Auffällig mag es erscheinen, dass sich hier die Lechtaler Ueberschiebung schon so weit von der äusseren Grenze der Allgäuer Schubmasse entfernt hat (um ungefähr 6 Kilom.), während sie bei Bludenz diese noch beinahe ganz überdeckt. Im weiteren Verlauf werden wir dieses Auseinandergehen sich noch vergrössern sehen, aber auch seine Ursache erkennen lernen.

4. Von Birgsau bis Hindelang.

Wir greifen die Allgäuer Schubgrenze, die wir auf S. 18 oberhalb Feistenau verlassen hatten, wieder auf. Sie ist auf der östlichen Seite des Stillachtales sehr deutlich markirt, umzieht, fast immer in gleicher Meereshöhe sich haltend, den langgezogenen Bergrücken des Himmelschroffens auf der West-, Nord- und Ostseite, senkt sich dann von Birgsau im Stillachtal und von Spielmannsau im Trettachtal an schwach gegen Süden und taucht so schliesslich unter den Talboden.

Im Gegensatz zu dieser fast ebenen Ueberlagerungsfläche steht die Neigung der Schichten sowohl im basalen Flyschgebirge, als auch im darübergeschobenen Gebirge, wo alles zu steilen häufig nach Norden überkippten Falten zusammengeschoben ist und infolgedessen die Schichten meist steil aufgerichtet sind. Der kleine Aufschluss von Flysch und Seewenmergel auf dem linken Trettachufer unterhalb Spielmannsau, den ich 1901 entdeckt habe und der, weil nicht am Wege liegend, bisher ganz übersehen worden war, beweist, dass der gefaltete Dolomit gegen Norden mindestens 3 km weit über den jüngeren Flysch auf fast horizontaler Schubfläche übergreift. Ich habe hierüber 2 Profile 1902 veröffentlicht. Die inzwischen durchgeführte Spezialaufnahme von Dr. G. Schulze hat meine Auffassung vollständig bestätigt, aber zugleich noch eine Fülle interessanter Details zu Tage gefördert. Die Falten in der Schubmasse sind bedeutend verwickelter und auf der Schubfläche selbst ist beim Geschlief unter dem Dolomit an einer Stelle noch eine Scholle von oberem Jura eingeklemmt.

Von Spielmannsau zieht die Grenze der Allgäuer Schubmasse auf dem rechten Trettachtalgehänge nach Norden weiter. Infolge einer Querverwerfung ist dieser östliche Teil der Schubmasse etwas tiefer herabgesunken als auf der westlichen Seite am Himmelschroffen und so hat sich die Trettach bei der Brücke von Dietersberg noch in den Hauptdolomit eingeschnitten, während daneben am Himmelschroffen der Dolomit in zweihundert Meter höherer Lage auf dem Flysch ruht. Erst bei der Einmündung des Oybaches erscheint unter dem rechtsseitigen Dolomit dessen Flyschunterlage bei 870 m Meereshöhe, von da ab hebt sich dieselbe aber beständig gegen Norden bis 1100 am Faltenbach, 1400 am Nordwestende des Rubihornes. Wo die Grenzlinie zwischen Flysch und Trias die Täler des Faltenbaches und der Geisalp überschreitet, geschieht dies nicht geradlinig, sondern in einem gegen den Talhintergrund konvexen Bogen. Besonders deutlich, weil durch Moränen und Talboden nur wenig verdeckt, tritt sie im Geisalptal hervor, wo sie sich von der Höhe von 1400 m am Rubihorn ostwärts bis auf 1250 m im Talboden senkt und dann gegen Norden wieder bis zu 1700 m Höhe am Entschenkopf aufsteigt. Dann dreht sie sich nach Osten mit langsamer Senkung gegen die Bsonderach im Rettenschwangertale, die sie bei ungefähr 1300 m Meereshöhe erreicht, um von da alsbald wieder mit rein nördlicher

Richtung am rechten Gehänge dieses Tales mit abwechselndem Auf- und Absteigen bis zum Mitterhaus fortzulaufen, dann quer über das Tal hinüberzusetzen und zum Imberger Horn anzusteigen, das sie bei 1580 m erreicht. Von da springt sie in nordöstliche Richtung um und erreicht rasch sich senkend schon bei Oberdorf in 810 m Höhe den Talboden der Osterach. Längs dieser Ueberschiebungslinie ist allerdings an vielen Stellen die Lagerung des triasischen Deckgebirges über dem basalen Flyschgebirge durch Gehängeschutt und Moränen verdeckt, aber gleichwohl gibt es Aufschlüsse genug, die diese abnormale Auflagerung des Aelteren auf dem Jüngeren unmittelbar beobachten lassen.

a) Das basale Gebirge mit seinen Deckschollen.

Der Bau des Flyschgebirges nahe dem Stirnrande ist im allgemeinen ein einfacher. Fast überall trifft man die Mergel, Schiefer, Sandsteine und Kalksteine dieser Formation an, soweit nicht diluviale oder noch jüngere Ablagerungen alles verhüllen. Nur an einzelnen und meist auch örtlich eng umschriebenen Stellen stossen ältere Gesteine unter dem Flysch hervor. Wie bei Spielmannsau, so kommt auch bei Oberstdorf in den unteren Trettachanlagen eine schmale Zone von typischen weissen und roten Seewenmergeln vor. Sie bilden die oberste Lage der Kreide in helvetischer Facies, welche westlich des Illertales den Hohen Ipfen, die Gottesackerwände und den Besler aufbaut und sich in weiter Verbreitung durch das Vorarlbergische über den Rhein hinüber bis in das Sentisgebirge fortsetzt. Diese Seewenmergel sind reich an Foraminiferen, aber arm an guten Leitfossilien. Doch beweist das Vorkommen von Ananchytes ovata am Burgberg bei Oberstdorf, dass sie samt dem darin eingelagerten Grünsandsteinlager ins Senon gestellt werden müssen. Unter ihnen liegen die Seewenkalke, Gaultgrünsandsteine, der Schrattenkalk mit Aptienmergeln und die Neocomkalke und -mergel. Ueber ihnen stellt sich hier überall sofort der Flysch ein, doch soll sich an einigen entfernter gelegenen Orten erst noch Nummulitenkalk dazwischenschieben.

Diese Ausstrich-Zone helvetischer Kreide erreicht innerhalb des Flyschgebirges ihre nördliche Grenze längs einer Linie, die man von der Station Langenwang im Illertal westwärts über Sibratsgefäll und Schwarzenberg nach Dornbirn im Rheintal ziehen kann. Es ist eine ausgesprochene Längsverwerfung. Nur der Flysch und ab und zu darunter her-

vorschauend die obersten Kreidemergel, ganz ausnahmsweise auch die senonen und Gaultgrünsande treten jenseits dieser Grenzlinie gegen Norden bis dahin, wo die Molasse beginnt zu Tage. Es erscheint so, als ob hier die allgemeine Hebung der Gebirgsfalten nicht den Grad erreicht habe wie im Süden und infolgedessen die tieferen Kreideschichten von der Erosion nicht mehr angeschnitten und blosgelegt worden seien, während sie im Osten der Iller tatsächlich noch einmal in der Grüntenkette zum Vorschein kommen. Aber im Widerspruch hierzu sehen wir an mehreren Stellen ganz unerwartet inmitten des Flysches den oberjurassischen Aptychenkalk anstehen. Diese Anomalie ist schon Gümbel aufgefallen und er hat links der Iller an drei Stellen solche Jurakomplexe eingetragen, die sich aber wahrscheinlich noch um einige vermehren lassen (Feuerstädter Berg, Hoch-Schelpen und Ränkertobel am Bolgen). Das merkwürdige ist dabei, dass zwar einerseits diese Juraschichten deutlich wenigstens auf einer oder auch auf mehreren Seiten in den Flysch eingesenkt sind, als ob sie unter ihm lägen und nur herausgewölbt wären, dass aber andernteils ihr Streichen und Fallen oft ein ganz anderes ist als das im umgebenden Flysch und dass auch eine ursprüngliche An- oder Auflagerung des Flysches auf diesem Aptychenkalk sich in keiner Weise bemerkbar macht. Gümbel sprach deshalb die Vermutung aus, es wären dies nur Juraschollen, die bei der allgemeinen Gebirgserhebung auf Verwerfungsspalten emporgepresst und so in den Flysch förmlich eingeschlossen worden wären.[1]) Gegen diese Annahme spricht jedoch die eigentümliche Umgrenzung, welche diese Jurakomplexe zeigen und die mit vertikalen Verwerfungsspalten in keiner Weise in Verbindung gebracht werden können. Eine dritte Annahme gewinnt unter diesen Umständen sehr an Wahrscheinlichkeit, so seltsam sie im ersten Augenblick auch erscheinen mag, nämlich, dass die Juramassen dem Flysch ganz fremd sind und nur obenauf liegen als letzte Ueberreste einer grösseren Schubdecke. Freilich ist es noch niemand gelungen, die Auflagerungsfläche zu sehen, die unter diesen Umständen vorausgesetzt werden müsste, aber unmöglich ist es nicht, dass die Riesenblöcke von Jurakalk nur deshalb noch erhalten und von der Erosion nicht

[1]) Dieser Auffassung entsprechend habe ich 1902 das Profil Fig. 11, S. 31 meines Alpenführers entworfen. Ich habe inzwischen aber die Ueberzeugung erlangt, dass die Beziehung des Jura zum Flysch keine so einfache und regelmässige ist.

ganz weggeführt sind, weil und sofern sie sich in den Flysch als einer weicheren Masse ein Stück weit eingesenkt hatten. Das ist in der Tat der Eindruck, den der Anblick wenigstens einiger dieser Massen bei dem sorgfältigen Beschauer leicht zurücklässt. Das Gleiche gilt ja auch für den im nächsten Abschnitt besonders zu besprechenden Gneissgranit, der am Bolgen unweit des Ränkertobels ebenfalls auf dem Flysch liegt, aber so gross ist, dass ein Transport desselben durch Wasser oder durch die urzeitlichen Gletscher ausgeschlossen erscheint. „Die Aptychenkalke" von Liebenstein, welche rechts vom Illertal ebenfalls mitten im Flyschgebiet liegen, hat Steinmann schon 1897[1]) für eine auf Flysch herübergeschobene Scholle erklärt. Doch lässt sich dort so wenig als bei den zwei kleinen Aptychenkalkflecken im Flyschgebiet nördlich von Hindelang am Rosskopf und ähnlichen Massen am Schnippenkopf und im Hintergrund des Rettenschwangertales die Ueberlagerung beobachten. Bei Liebenstein besteht ausserdem für eine solche Auffassung die Schwierigkeit, dass die fraglichen Kalke bis zur Talsohle der Osterach herabgehen, während der Flysch ringsum zwar auch die Talsohle erreicht, an den Gehängen aber noch hoch heraufgeht, sodass, wenn der Kalk eine aufgelagerte Scholle ist, diese jedenfalls jetzt sich tief in die ursprüngliche Flyschoberfläche hereingearbeitet oder schon auf dieser eine grosse Vertiefung vorgefunden haben muss. Wenn man gleichwohl an der Schollennatur dieser Kalkmassen festhalten will, so hat man noch eine andere Schwierigkeit zu überwinden. Wenn diese Schollen Reste einer Ueberschiebungsdecke sind, warum findet man dann nicht auch Schollen von Triasgesteinen, die doch sonst die Hauptmasse der Decken ausmachen? Hierauf antwortend könnte man zunächst auf den für einen erratischen Block verhältnismässig etwas grossen Hauptdolomitblock aufmerksam machen, der am Fusse der Ruine Flohenstein bei Berghofen am Ausgang des Osterachtales an die eocänen Nummulitenkalke, auf dem die Burg steht, angelagert zu sehen ist. Der könnte ganz gut ein Rest der Triasdecke sein, die langsam in das entstehende Tal herabgeglitten ist und vielleicht gibt es noch mehr solcher Dolomitblöcke, wenn man erst danach sucht. Aehnliche Spuren von Ueberschiebungen hat auch Dr. Rösch[2]) bei Sigishofen und Sey-

[1]) Geologische Beobachtungen in den Alpen (Schluss). Berichte der naturf. Ges. Freiburg. Bd. X Heft 2. S. 78.

[2]) Mitteilungen der Geograph. Gesellschaft München 1905.

friedsberg gefunden. Dort liegen kleinere Partien von Seewenmergel und Nummulitenkalk, die links der Iller sonst ganz unbekannt sind, nicht nur auf Flysch, sondern sogar auf der oligocänen Süsswassermolasse. Das sind nun zwar keinesfalls Reste der Allgäuer Schubmasse, sondern weist auf kleinere besondere Ueberschiebungen in der basalen Gebirgsmasse hin, aber die Erscheinungsformen sind doch dieselben. Der Hauptgrund jedoch, der es mir wahrscheinlich erscheinen lässt, dass diese ostalpinen Aptychenkalke[1]) durch die Allgäuer Ueberschiebung auf den von westalpiner Kreide unterlagerten Flysch zu liegen gekommen sind, besteht nicht sowohl in ihrer andersartigen Facies als darin, dass an mehreren Stellen solche Schollen noch eingeklemmt zwischen dem Flysch und der Triasdecke angetroffen werden. Dahin gehören die kleinen Partien über dem Geschlief am Himmelsschroffen, die grösseren Massen unter der Rotspitz im Rettenschwangertal und am Imberger Horn. Und neben diesen Schollen von Aptychenkalk trifft man in gleicher Lagerung stellenweise auch noch andere Gesteine, wie die Liasfleckenmergel, welche Reiser oberhalb der Geisalp am Entschenkopf sicher nachgewiesen hat. Der krystallinische Schiefer im Rettenschwangertal und am Kühberg bei Oberstdorf gehören auch hierher und erklären uns die isolirte Granitscholle am Bolgen. Die grosse Allgäuer Schubmasse hat auf ihrer Unterseite eine Menge von Schollen mitgenommen, die von ihr wie Gesteinsfragmente vom Gletschereis festgehalten und über den Flysch hin fortbewegt, stellenweise auch von oben in denselben hereingepresst wurden. Wo später dann die Erosion diese Schubdecke wieder abgetragen hat, konnten diese eingesenkten Stücke doch leichter erhalten bleiben.

b) Die Granitscholle auf dem Bolgen.

Bei der Zerstörung des westlichen Ueberschiebungsrandes durch Erosion sind einzelne Teile als „Zeugen“ erhalten geblieben und sie dienen uns heute als wertvolle Beweise für die frühere grössere Ausdehnung der Schubmasse. Einzelne dieser „Zeugen“ haben wir schon besprochen, soweit sie aus Aptychenkalk bestehen.

Am Bolgen finden wir auch einen solchen kleinen Rest, der ungefähr 8 Kilom. von dem gegenwärtigen Stirnrand der Ueberschiebung entfernt liegt, der aber aus Granit

[1]) Der Liebensteiner Kalk scheidet nach den neuesten Fossilfunden aus und wird in einem besonderen Kapitel nachträglich besprochen werden.

besteht. Der Bolgen ist ausschliesslich aus Flysch aufgebaut, gleichwohl trifft man in einer Höhe von 1600 m südlich von der Kammhöhe eine Felspartie von Gneissgranit, welche mindestens 10 m lang und 5 m breit, sowie mehrere Meter hoch ist. Mehr oder minder grosse Stücke von demselben Gestein und krystallinischen glimmreichen Schiefern liegen besonders gegen Süden um diesen Fels herum direkt auf dem Flyschboden, und vereinzelte solcher Blöcke finden sich auch noch an einigen anderen Stellen des Berges zu Haufwerken vereinigt.

Dieses in seiner Art einzige Vorkommen in den Vorarlberger- und Allgäuer Alpen wurde, wie es scheint, zuerst von dem Pfarrer in Ober-Maiselstein Johann Baptist Peterich entdeckt und in seiner Wichtigkeit erkannt. Es hat damals grosses Aufsehen erregt und verschiedene Forscher haben ihre Ansicht darüber ausgesprochen: Friedrich von Lupin, Uttinger, Murchison, B. Studer, W. Gümbel u. a.

Murchison (1829 Geolog. Trans. II vol III) nahm an, dass der Gneiss durch die hebende Kraft, welche einige Basaltgänge neben der Schönberger Ache in die Höhe getrieben hat, schon imfesten Zustand durch den Flysch emporgehoben worden sei und hat in dem erläuternden Profil (Taf. 36, Fig. 4) aus dem Bolgen einen nur von dünner Flyschkruste bedeckten Granitstock gemacht. Freilich hat später niemand mehr diese Basaltgänge auffinden können und der Gneiss hat sich durchaus nur als dem Flysch aufgelagert erwiesen. Es schien darum den anderen Autoren nur eine zweifache Möglichkeit der Erklärung gegeben: entweder sind die Blöcke erratisch — also wie wir heute sagen würden von Gletschern hergeschafft — oder sie sind die Ueberreste eines durch Verwitterung und Erosion zerstörten Riesenkonglomerates des Flysches. Die letztere Auffassung, schon 1813 (Taschenb. f. Min.) von Uttinger ausgesprochen, hat Gümbel 1861 sich angeeignet und noch 1896 vertreten. In der Tat war sie unter den zwei Möglichkeiten noch immer die wahrscheinlichere. Die hohe Lage der Blöcke in einer Region, in der die Moränen der Eiszeit zu solcher Höhe nicht heraufreichten, ihre Grösse und ihre Gesteinsbeschaffenheit, alles dies spricht sehr gegen Gletschertransport. Dahingegen kommen im Flysch der Umgebung sehr häufig Konglomeratbänke vor, deren Gerölle aus Kalkstein, Dolomit, Mergel, Schiefer, Sandstein, aber auch aus krystallinen Schiefern, Gneissen und Granit bestehen. Diese polygenen Konglomerate

können an der Oberfläche zerfallen und so findet man denn auch wirklich in der Schönberger Ache am Fuss des Bolgen Blöcke davon herumliegen. Gümbel hat sich 1861 insbesondere auf ein „Riesenkonglomerat“ berufen, das im Kindsbangettobel dem Flysch eingelagert sein soll. Hier liegt nun jedenfalls eine Verwechslung vor, denn die Schlucht liegt durch ein Tal und einen Bergrücken vom Bolgen getrennt, sie mündet bei Rohrmoos aus und soweit sie dabei den Flysch durchschneidet, schliesst dieser kein Riesenkonglomerat ein. Die grössten Gerölle, welche überhaupt in den Flyschkonglomeraten vorkommen, sind selten über kopfgross, niemals aber habe ich solche darin gefunden, die mehrere Meter im Durchmesser hatten. Es beruht also auch diese Erklärung des Bolgengranites auf einer Hypothese, die der tatsächlichen Unterlage entbehrt. Heute, wo wir wissen, dass durch grosse Ueberschiebungen in der Nähe ältere Gesteinsmassen auf jüngere und besonders im Rettenschwangertal und bei Oberstdorf krystalliner Schiefer und Gneiss mit Granitgängen auf Flysch geschoben worden sind, liegt es nahe dem Gneissgranit des Bolgen, der auf Flysch liegt, die gleiche Herkunft zuzuschreiben. Seine Isolirtheit und grosse Entfernung vom Stirnrande jener Ueberschiebung kann keine Bedenken gegen diese Erklärung erregen; wissen wir doch, dass dieser Schub noch viel weiter nach Westen gegangen war und dächten wir uns, dass ein tiefes Tal ähnlich dem der Iller z. B. von Marul nach Bregenz sich in der Richtung des Galgentobels eingeschnitten hätte, so lägen der Hauptdolomit und Lias am Hohen Frassen wahrscheinlich ebenfalls nur noch in unbedeutenden Massen, aber ebenso befremdlich auf dem Flysch, wie es am Bolgen der Granit tut. In diesem dürfen wir also wohl mit gutem Grund einen letzten Rest der grossen Allgäuer Schubmasse erblicken, welche einstmals weit über das Illertal herüber gereicht hat.

Dass aber dieser geflammte Granit nicht in der Tiefe wurzelt, sondern nur auf dem Flysch aufliegt, geht ziemlich sicher daraus hervor, dass auf seiner Ostseite das Berggehänge ziemlich steil sich auf die Wiesenmulde des Langenberges herabsenkt und dabei durchaus aus Flysch besteht. Einzelne Granitblöcke liegen dort unten auf dem Wiesenboden und weisen darauf hin, dass die Granitdecke anfangs eine grössere Ausdehnung besessen hat, aber durch die rückwärts einschneidende Erosion zerstört wurde. Da diese abtragende Tätigkeit jedenfalls schon zur Eiszeit begonnen hat, so

erklärt mir dies eine sehr merkwürdige Erscheinung, die neuerdings (1904/5) bei Kempten beobachtet worden ist. In einem über 300 m langen Eisenbahn-Einschnitt, der z. T. die Grundmoräne in einer Mächtigkeit von 10 m aufschliesst und der die von Gletscherschrammen bedeckte Molasseoberfläche[1]) auf eine ebenso grosse Ausdehnung bloslegte, fand man Geschiebe von Molasse, Nagelfluh, allen Varietäten des Flysches, auch dem „Riesenkonglomerate", dem Aptychenkalke und ihren roten Hornsteinen, dunklem Liaskalke u. vielen anderen Kalksteinen, die sich aber nur teilweise auf Schrattenkalk und Triashorizonte mit Sicherheit beziehen liessen. Ueber die Herkunft einiger sehr grosser Schwefel-kiesblöcke bin ich ganz ungewiss. Aber alle diese meist deutlich geschrammten Geschiebe verweisen auf den Allgäu als ihre Heimat. Einige wenige ziemlich grosse Granitblöcke (höchstens drei) allein scheinen eine Ausnahme zu machen. Mit dem anstehenden Gneissgranit des Bolgen sind sie nicht identisch. Aber es ist längst schon bekannt, dass vereinzelte sehr grosse erratische Granitblöcke im Allgäu angetroffen werden. Einen sah ich unweit Reite bei Oberstdorf, und Reiser teilte mir mit, dass früher einige sehr grosse solcher Blöcke oberhalb Kornau am Ausgang des kleinen Walser Tales lagen, die inzwischen gesprengt und als Bausteine verwertet worden sind. Möglich wäre es ja, dass ein zeitweiliges Anschwellen der Montafuner Gletscher von dem am Gentschelpass (Alpenführer S. 67) Spuren zu erkennen sind, sie aus dem Silvrettagebiet über die Wasserscheide herübergebracht habe, aber allzu wahrscheinlich ist dies nicht. Ich bin jetzt eher geneigt, sie als Ueberbleibsel von Granitschollen anzusehen, die von der rhätischen Schubmasse mit heraufgebracht worden waren und dann der Gletschererosion und dem Gletschertransport zum Opfer gefallen sind. Auch der von Reiser 1889 erwähnte Granitblock im Rotplattenbachtobel bei Hindelang scheint nur so erklärt werden zu können.

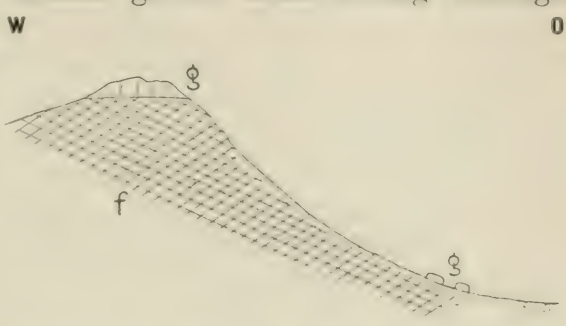


Fig. 10. Granit (g)-Scholle des Bolgen auf Flysch (f).

[1]) Dabei wurden auch zwei von Kies und Sand ausgefüllte Strudellöcher (Riesentöpfe) aufgefunden.

c) Die basischen Eruptivgesteine des Allgäus.

Es ist das Vorkommen solcher Gesteine eine höchst auffallende Begleiterscheinung der rhätischen Ueberschiebungslinie. Mehrere kleine Stellen bei Hindelang, eine über der Geisalp südlich von Oberstdorf und eine nördlich davon bei Ebne, das sind die einzigen Fundplätze dieser Gesteine, die schon seit Anfang des vorigen Jahrhundert die Aufmerksamkeit auf sich lenkten und abwechselnd als Trapp, Grünstein, Allgovit, Hornstein, Alpenmelaphyr und Diabas beschrieben wurden. Ebenso verschiedenartig wie die Namengebung war die Einreihung in das petrographische System und die Altersbestimmung. Nähere Angaben hierüber findet man in der Arbeit, welche K. A. Reiser unter dem Titel „Ueber die Eruptivgesteine des Allgäu“ 1889 in Tschermaks Mitteil. X veröffentlicht hat. Während die mikroskopische Untersuchung ihn veranlasste, das Gestein als Diabas zu bezeichnen, ergaben seine durch Schürfungen unterstützten Beobachtungen der Lagerungsverhältnisse, dass diese Diabase gangförmig im „eocänen“ Flysch aufsetzen. Gümbel hat in seiner Geologie Bayerns Bd. II, S. 88 diese Auffassung wiederholt, aber dazu bemerkt: „Doch ist es auch denkbar, dass der Melaphyr mit älterem, flyschähnlichem Schiefer, wie die krystallinischen Gesteine im Rettenschwangertale, zusammenlagernd erst infolge der Faltung und Verschiebung der Gesteine bei der Gebirgsbildung in die jüngeren Schichten hineingekeilt wurde.“ In dem gleichen Jahre haben Lugeon und Steinmann diese Gesteine besucht. Lugeon äusserte sich darüber 1896 (Région de la Brèche du Chablais S. 39) mit Bezug auf das Hindelanger Vorkommnis, das allein er untersucht zu haben scheint. Er hält die basischen Gesteine für vorjurassisch, wahrscheinlich triasisch. Sie seien mit den Triassedimenten über den Flysch heraufgeschoben worden und stellten unter jenen Schubfetzen (lambeaux de poussée) dar. Steinmann, der das Vorkommnis der Geisalp und Ebne besucht hat, kam zu ähnlichem Ergebnis. Er sagt (l. c. S. 64): „Ich habe mich nicht davon überzeugen können, dass die Diabase und Diabasporphyrite gangförmig im Flysch auftreten, vielmehr entspricht ihr Auftreten ganz der Regel, welche ich für Bünden aufgestellt habe, sie greifen von der Ueberschiebungslinie *nicht* auf das Gebiet des Oligocänflysches über . . . . für eine andere als tektonische Verknüpfung mit dem Oligocänflysch lassen sich keinerlei tat-

sächliche Anhaltspunkte finden.“ Im Gegensatz zu Lugeon erklärt er aber, dass das postjurassische Alter dieser Eruption feststehe.

Nur das eine geht aus alledem mit Sicherheit hervor, dass die Verhältnisse hier keinesfalls geklärt sind. Ich habe bisher den Schürfversuchen Reisers und seinen Beobachtungen von Kontaktbildungen im Flysch vertrauend, angenommen, dass an der Geisalp der Diabas wirklich im Flysch gangförmig aufsetze. Doch muss ich gestehen, dass die 1902 von mir besuchten natürlichen Aufschlüsse nicht sehr günstige waren und deutlich nur erkennen liessen, dass das Eruptivgestein am Gehänge über und teilweise auch neben dem Flysch ansteht, sodass danach die Deutung desselben als Schubfetzen nicht ausgeschlossen wäre. Die entscheidenden Schürfe sind längst verschwunden, aber es lässt sich nicht in Abrede stellen, dass das Vorkommen dieser Eruptivmassen ausschliesslich hart neben und orographisch unter dem Niveau der Triasdecke, sowie ihre starke Zersetzung sehr für die Annahme, dass sie ähnlich wie der Gneiss, Granit und die krystallinischen Schiefer am Bolgen, im Rettenschwangertal und bei Oberstdorf nur Schubfetzen seien, zu sprechen scheint.

d) Der Längsbruch Sentis-Dornbirn-Langenwang.

Ich habe diese Bruchlinie schon 1900 auf der tektonischen Uebersichtskarte soweit eingetragen, als sie auf die Karte fiel, und in ihr die Nordgrenze der Glarner Schubmasse vermutet. Es scheint, dass sie eine ähnliche Rolle bei dieser gespielt hat, wie die nördliche Randspalte bei der rhätischen Ueberschiebung. Sowohl nach ihrem allgemeinen Verlaufe als auch nach einzelnen guten Aufschlüssen zu urteilen, handelt es sich hier nicht um eine Ueberschiebung, sondern um eine ziemlich senkrecht stehende grosse Längsspalte. Wenn man von der Iller bei Langenwang aus westwärts wandert, so macht sich die Verwerfung zuerst nur orographisch deutlich bemerkbar durch den schroffen Gegensatz, der zwischen dem Schrattenkalk des Ochsenberges im Süden und dem sanften Flyschplateau im Norden besteht. Seewenmergel und -kalk, die den Uebergang zwischen beiden vermitteln sollten, kommen nicht zum Vorschein und fehlen wahrscheinlich ganz, denn auch von dem älteren Gaultsandstein sind nur kleine Reste beim Hirschsprung erhalten geblieben. Erst in dem engen Tal

der Schönberger Ache, etwa 1½ Kilom. südwestlich von Ober-Maiselstein, da wo die Ache aus ihrer West-Ostrichtung mit scharfem Bug sich nach NW wendet, tritt uns die Verwerfungsspalte leibhaftig entgegen. Ich habe sie schon 1902 in meinem „Führer" S. 34 Fig. 12 abgebildet und beschrieben. Der Schrattenkalk steht in dicken Bänken senkrecht an und hat noch eine schmale nur einige Meter starke Wand von dunklen Gaultbänken vorgelagert, die aber von einer glatten und ebenen Fläche gegen unten schräg abgeschnitten werden. Dieselbe ist mit 70° nach SW geneigt. (S. Tafel II Fig. 11.) Gegen sie fallen mit südlicher Neigung die fucoidenführenden Schiefer des Flysches ein. Man erkennt somit deutlich, dass der obere Teil des Gaultes und alle Seewenschichten vollständig fehlen, dass keine Konkordanz zwischen Kreide und Flysch besteht und dass die Grenze zwischen beiden eine Verschiebungsfläche ist. Von hier aus kann man diese Verwerfung in ziemlich genau ost-westlicher Richtung zur Schönberg-Alp und unter den Gauchen-Wänden hinweg zum Hörnlein südlich des Hohen Schelpen verfolgen. Von da ab scheint sie etwas nach Süden zurückgeschoben zu sein, denn weiterhin liegt sie auf der Nordabdachung der Winterstaude und des Sattels und setzt südlich von Schwarzenberg über die Bregenzer Ache. In dem Lochgraben, der zum Klausberg und Hochälpele heraufzieht, steht ganz wie in der Schönberger Achen im Süden ein Schrattenkalkgewölbe an, dessen nördlicher Flügel die Südseite der Schlucht bildet. (S. Fig. 12.) Gerade wie dort stehen anfangs die Bänke senkrecht und legen sich erst weiter oben flacher. Sie sind teilweise noch von einem Rest des Gault bedeckt. Auf der anderen Talseite folgt sofort weicher foraminiferenreicher Seewenmergel mit geringer geneigtem Einfallen der Schiefer nach Norden. Gegen oben stellen sich in der Schlucht ziemlich viel Bruchstücke von rotem Kalk und Hornstein der oberjurassischen Schichten ein. Wahrscheinlich gehören sie einem ähnlichen Lager an, wie wir ein solches vom Feuerstädter Berg und vom Hohen Schelpen erwähnt haben. Am Hochälple-Joch selbst ist alles von Moränen bedeckt, die viel geschrammte Geschiebe führen. Doch konnte ich keine zentralalpine Gesteine darunter finden. Oberhalb des Gütle an der Dornbirner Ache ist jene Verwerfung wieder deutlich sichtbar und ich habe sie im I. Teil Fig. 69 S. 169 abgebildet. Ein Sattel von Neocom und Schrattenkalk im Süden stösst auf der wahrscheinlich saigeren Verwerfung an südfallende überkippte Seewenmergel und

Flysch an. Der Kreidesattel streicht nach Westen weiter, scheint aber durch Längsbrüche mehrfach gestört zugleich eine südwestliche Richtung anzunehmen. Es ist das recht auffallend, weil vom Illertal bis Dornbirn die rein ostwestliche Richtung bestand. Gleichzeitig wendet sich nun auch die Längsverwerfung nach SW um und folgt dem Nordfuss der Hohenemser Berge, des Sonderberges bei Götzis, des Kummerberges bei Koblach und des Kolbensteines bei Muntlingen. Endlich bei Oberriet im Rheintal auf schweizerischer Seite erscheint wiederum ein Schrattenkalksattel am Semelen- und Kienberg, ohne Zweifel als Fortsetzung des Kummerberger Gewölbes. Auf dem Nordflügel legt sich am Kienberg über den Schrattenkalk noch Gault und Seewenkalkbänke, (S. Taf. II Fig. 13) die gegen den Röthelbach sich neigen, dort aber an steil gestellten Seewenmergeln plötzlich enden, die ihrerseits eine grüne glaukonitische Sandsteinbank einschliessen, welche Ostreen, Seeigel und Spongien führt wie die glaukonitischen Sandsteine vom Burgberg bei Oberstdorf. Mittels dieser kann man die muldenförmige Lagerung der Seewenmergel verhältnismässig leicht feststellen.

Betrachtet man ferner die Eschersche geol. Karte des Sentis, so wird es kaum bezweifelt werden können, dass die diese Mergel vom Kienberg-Sattel trennende Spalte in südwestlicher Richtung fortsetzt, den Kamor gegen NW begrenzt und bei Pfannenstiel das Brülisauer Tal erreicht. Von dort habe ich 1894 die eigentümlichen Lagerungsverhältnisse und Ueberschiebungen des Sentisgebirges beschrieben. Wir sehen hier wie bei der rhätischen Schubmasse, dass in dem Moment, wo die vorwiegend vertikalen Längsbrüche sich im Streichen nach Süden umzubiegen anfangen, sie stärkere Neigung zu Ueberschiebungen hervortreten lassen. Das ist etwas eigentlich selbstverständliches, sobald man annimmt, dass der Schub aus Osten erfolgte. Auch die Ueberschiebungen am Hohen Sentis habe ich schon 1894 abgebildet und dann 1898 noch weiter gegen Westen die flachen Ueberschiebungen der Churfirsten und des Mattstockes geschildert, die ich 1900 mit denen des Sentis und überhaupt der ganzen grossen Glarner Schubdecke in Beziehung gebracht habe. Alles galt mir als eine grosse Schubmasse, die sich von Osten her um mindestens 30 km nach Westen fortbewegt hat. Die Kreidefalten des Sentisgebirges liegen darnach nicht an der Stelle ihrer ursprünglichen Ablagerung, sondern sie ruhen „wurzellos" auf fremdem Boden. Zwei Jahre später hat sich auch

Lugeon zu dieser Auffassung bekannt, freilich mit dem Unterschiede, dass er die Herkunft der Sentisschichten nicht im Osten, sondern im Süden suchte; sie sollten sich etwa aus der Gegend des Vorderrheintales um mindestens 40 km gegen den Rand der Alpen bewegt haben. Auf Taf. 16 hat er in Fig. 1 u. 2 [1]) zwei Querprofile gezeichnet, die seine theoretische Auffassung gut erkennen lassen und zugleich den fundamentalen Unterschied, der zwischen seiner und meiner Auffassung besteht. Während ich annehme, dass ein bereits gefaltetes Gebirge unabhängig von der Richtung der Falten längs einer flach ansteigenden Spalte zerrissen und dass der hangende Teil über den liegenden heraufgeschoben worden ist, nimmt Lugeon an, dass während des Faltungsprozesses eine besonders hohe Falte entstanden sei, die sich mit ihrem über die anderen Falten hoch emporsteigendem First nach Norden umgelegt und bei fortgesetztem Höhenwachstum sich über die niedrigeren Falten fortgeschoben habe. Der Name Ueberfaltung passt dafür besser als Ueberschiebung. Neuestens hat auch Arnold Heim[2]) sich dieser Auffassung angeschlossen und ebenfalls ein Profil in ungefähr derselben Richtung Flimserstein-Sentis veröffentlicht, in welcher die Lugeonschen Profile gezeichnet sind. Wenn man beide genau mit einander vergleicht, so ergeben sich im Detail nicht unerhebliche Unterschiede und es zeigt sich, mit wie viel Willkürlichkeit die Verbindungslinien, die unter den Meeresspiegel herabgehen, entworfen sind. Soweit sich dieselben aber in der Beobachtung zugänglichen Gebirgsteilen bewegen, leiden beide Darstellungen an Unrichtigkeiten, die es mir unmöglich machen, dieselben zu akzeptiren. Die Wurzel der grossen Ueberfaltung wird im Vorderrheintal und auf dem Flimserstein so eingezeichnet, als ob auf letzterem alle Sedimente sich in verkehrter Lagerung befänden und so wie es im Gegensatz zu Theobald von Albert Heim 1878 dargestellt worden ist. Das ist aber ganz unrichtig und ich habe 1898 gezeigt, dass der angebliche Dogger auf der Höhe des Flimsersteines nicht existirt, dass dort vielmehr ganz normal die untere Kreide auf dem Jura liegt. Weder die charakteristischen Gesteine noch auch die Versteinerungen des Doggers sind dort aufzufinden. Ein stratigraphischer Irrtum ist die Wurzel der grossen supponirten Vorderrheintal-Falte. Dieser Teil der Profile verhält sich

---

[1]) Bull. soc. géol. France 4 ser. tome 1. 1901.
[2]) Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1905. Monatsber. S. 89.

zur Wirklichkeit etwa so wie das offizielle Simplonprofil zu dem was die Ingenieure im Tunnel dann wirklich gefunden haben.

e) Das Deckgebirge.

Im allgemeinen ist das Allgäuer Deckgebirge scharf und deutlich von dem basalen Flyschgebirge unterschieden. In der Regel steigt sein äusserer Rand steil und unvermittelt auf, leicht erkennbar an seinen schroffen Felsformen und insbesondere daran, dass sich Trias und Lias an seinem Aufbau beteiligen. Roter Buntsandstein und Muschelkalk kommen allerdings nur ganz vereinzelt am Isler Berg bei Hindelang und am Rosskopf im Hintersteinertal vor, und an letzterem Berg machen sich auch der Wettersteinkalk und die Raibler Schichten bemerkbar, aber überall sonst ist die Trias fast nur durch den Hauptdolomit und die Koessener Kalke und -mergel vertreten. Darüber folgt konkordant der Lias vorwiegend in der Fleckenmergelfacies entwickelt. Doch schliesst er in seinen unteren Teilen häufig ein bis zwei Lagen roten Adnether Kalkes ein. Nach seinen Versteinerungen (hauptsächlich den Ammoniten) ist der untere, mittlere und obere Lias vorhanden, aber es machen

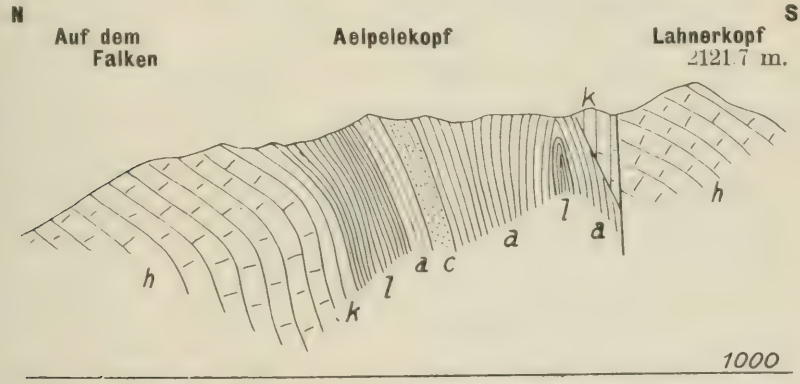


Fig. 16. Flyschmulde (c), in Aptychen-Schichten (a), Liasfleckenmergel (l), Koessener Sch. (k) und Hauptdolomit (h). 1 : 25000.

sich keine solche petrographischen Unterschiede bemerkbar, die eine kartographische Ausscheidung dieser drei Abteilungen ermöglichten. Indessen scheint es, dass die Adnether Bänke stets dem unteren Lias angehören. An vielen Stellen liegt über dem Lias noch der Aptychenkalk mit seinen roten und grünen Hornsteinen, soweit spätere Erosion ihn nicht schon wieder entfernt hat. Jüngere Schichten als diese waren bisher aus diesem Gebiete nicht bekannt.

Jetzt wissen wir, dass wie im Rhätikon, im grossen Walsertal und bei Schröcken auch hier Flysch vorkommt. Herr G. Schulze hat ihn mit seinen charakteristischen Fucoiden und eingelagerten wohlabgerundeten Geröllen oberhalb des Hölltobels im Gerstrubnertal aufgefunden und zwar in direkter Auflagerung auf dem Aptychenkalk. Flyschähnliche Gesteine hat schon früher Prof. Reiser in 1320 m Meereshöhe am Weg gefunden, der vom Mitterhof der Erzbergalp über den hinteren Erzberghof ins Hintersteinertal herabführt. In Verfolg dieses etwas mangelhaften Aufschlusses hat dann später Herr Rabenstein (S. Fig. 16) weiter im Osten am Aelplekopf über dem Schrecksee dieselben Schichten sehr gut aufgeschlossen gefunden. Sie führen ziemlich viel wohlgerundetes Gerölle, aber es ist mir nicht gelungen, die Flyschfucoiden darin nachzuweisen. Petrographisch erinnern diese Ablagerungen, die als innerster Kern einer steilen Aptychenkalkmulde erscheinen, sehr an das ebenfalls flyschähnliche, aber Orbitulina concava führende Cemoman, welches einen langen Zug zwischen Hindelang und Füssen bildet. Die Gesteine am Aelplekopf scheinen mir denjenigen nahezustehen, die ich 1886 am

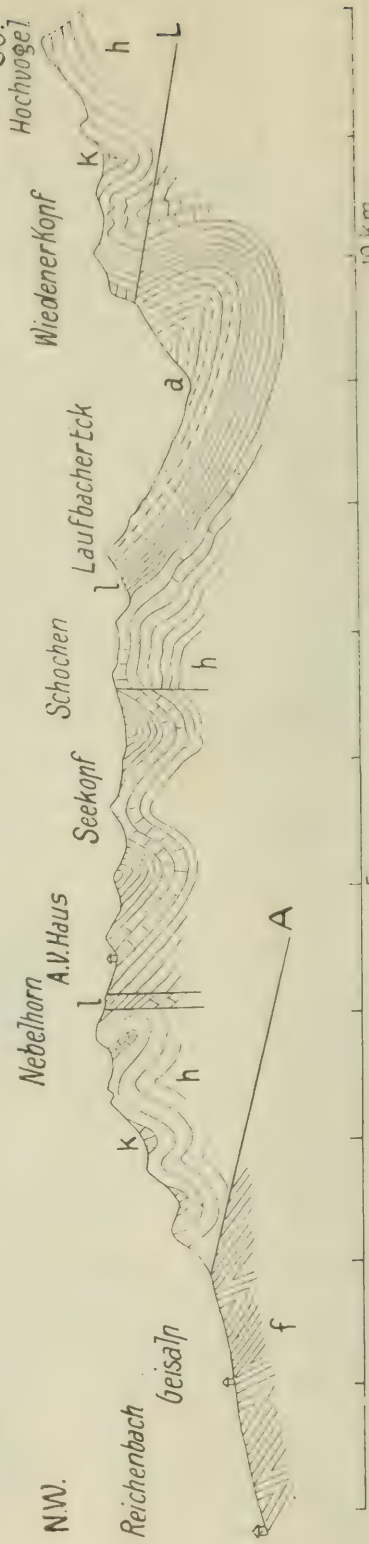


Fig. 17. Schnitt durch die Allgäuer und Lechtaler Schubmasse. 1 : 80 000.
f Flysch, a Aptychenkalk, l Lias, k Koessener Schichten, h Hauptdolomit. A Allgäuer, L Lechtaler Ueberschiebungsfläche.

Westfuss der Rotfluh (Vilser Alpen) nachgewiesen habe. Auch diese sind auf dem Aptychenkalk gelagert, führen viele Gerölle von Quarz, Quarzit, Sandstein, Kieselkalk, granitischen Gesteinen, Porphyr und Thonschiefer. Ich schrieb damals:[1]) „Diese Schichten sind jedenfalls jünger als Jura und älter als Oligocän, aber es muss unbestimmt bleiben, ob sie zur Kreide oder zum Eocän gehören."

Auf die Tektonik dieses Teiles der Allgäuer Schubmasse will ich aus den schon früher angeführten Gründen hier nicht näher eingehen. Im allgemeinen ist sein Bau derselbe wie in dem Teile zwischen Birgsau und Bludenz.[2]) Die stark zusammengeschobenen und gefalteten Schichten haben ein vorherrschend nordöstliches Streichen, und hierin liegt ein wesentlicher Unterschied zum basalen Flyschgebirge im Westen, dessen Falten sehr deutlich von O nach W verlaufen. Verwerfungen haben nicht selten die Regelmässigkeit dieser Faltung gestört und an manchen Stellen ein wahres Chaos erzeugt, dessen Entzifferung dem kartirenden Geologen grosse Schwierigkeiten bereitet. Gegen Osten taucht diese ganze Schubmasse unter eine andere unter. Es ist die Lechtaler Schubmasse, die sich darüber geschoben hat, und die wir ebenfalls von Bludenz an bis hierher haben verfolgen können. Wir verliessen auf Seite 23 sie von Westen kommend am Hinterhornbachjoch. Von dort lässt sie sich in den Gipfelmassen des Wilden, Hochvogel und Glasfelderkopfes leicht weiter verfolgen. Nach kurzer Unterbrechung infolge von späteren Einbrüchen tritt sie wieder in den Sattelköpfen, am Rosskopf und Lahnerkopf auf. Von da schwenkt sie in östlicher Richtung gegen den Gachtpass und Reutte ab, doch wollen wir darauf erst später (Abschnitt IV) näher eingehen. Von Bludenz bis zum Lahnerkopf liegt die Lechtaler Schubmasse abwechselnd auf Aptychenkalk oder Lias der Allgäuer Schubmasse und besteht selbst an der Ueberlagerungsfläche meist aus Hauptdolomit, seltener aus Koessener Schichten und ganz selten aus noch älteren Schichten der Trias. Gewöhnlich ist die Schubfläche flach nach Süd oder Ost geneigt. Doch zeigt sie im einzelnen auch Unregelmässigkeiten und insbesondere starke Einpressungen des basalen Gebirges von unten herauf. Sehr interessant ist das stark zerstückelte Auftreten von

[1]) Monographie der Vilser Alpen Palaeontographica Bd. XXXIII S. 45.

[2]) Ein Querprofil habe ich 1902 im Alpenführer pg. 16 S. 46 mitgeteilt, das in nebenstehender Fig. 17 wiederholt ist.

Buntsandstein, Muschelkalk, Wettersteinkalk und Raibler Schichten am Schrattenberg und Rosskopf im Hintersteiner Tal über Aptychenkalk. Es ist das für die Verbreitung des Wettersteinkalkes zugleich der westlichste Punkt.

f) Der Gneiss u. Glimmerschiefer bei Oberstdorf und im Rettenschwangertal.

Nach dieser kurzen und allgemeinen Schilderung der Schubmassen muss ich auf einige Punkte an der Grenze gegen das basale Gebirge nochmals zurückkommen, die höchst interessant sind, aber bisher nur teilweise genügende Beachtung gefunden haben. Am Kühberg bei Oberstdorf hat man 1901 von der Trettachbrücke her einen neuen Fusssteig am Waldgehänge herauf angelegt. Die ganze etwa 70 m hohe Böschung besteht aus Flysch, darüber auf der Terrasse, die das Wirtshaus zum Kühberg trägt, liegen Moränen und herauf an den steilen Gehängen des dolomitischen Schattenberges grosse Schutthalden, welche die Auflagerung des Hauptdolomites auf dem Flysch vollständig verhüllen. An jenem Fussweg sieht man aber in den Flysch von oben herein Gneisstücke gepresst, von denen einige bis 11 m lang sind. Der Gneiss ist glimmerreich, aber sehr stark zersetzt, doch erkennt man an einigen Stellen kleine Granitgänge, die ihn durchsetzen. Der Flysch ist stark verdrückt und zerbrochen, als wenn er grossen Druck und Schleppung auszuhalten gehabt hätte; das gleiche gilt von dem Gneiss, der häufig in Form eckiger Bruchstücke in den Flyschschiefer hinein gepresst ist, der seinerseits selbst eckige Stücke von festerem Flyschsandstein und -Kalkstein

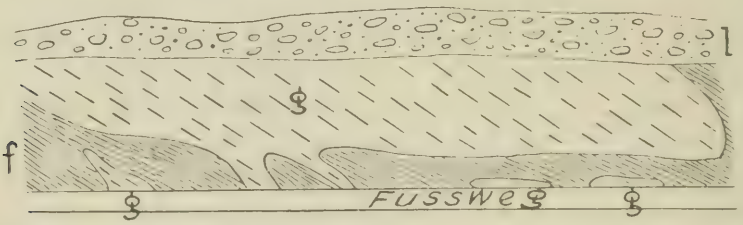


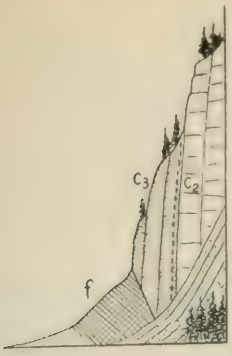
Fig. 18. Aufschluss am neuen Fussweg zum Kühberg 1 : 150.
l Gehängeschutt, f Flysch, g Gneiss.

und Gangquarze umschliesst. Der Gedanke, dass das ganze ein Flyschkonglomerat gewesen sei, etwa nach Art desjenigen vom Fideripass oder vom Falknis, ist ausgeschlossen sowohl wegen der Form wie wegen der Grösse der Gneisstücke, die nirgends im ungestörten wohlentwickelten Flyschmergel

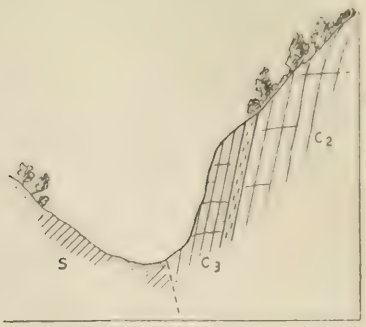
Querschnitte durch den Längsbruch Sentis-Dornbirn-Langenwang.

N S

Fig. 11.



In der Schönberger Ach
bei Ober-Maiselstein.
f Flysch.



Im Lochgraben bei Schwarzenberg
im Bregenzer Wald.
s Seewenmergel, c_3 Gault, c_2 Schrattenkalk.

Fig. 12.

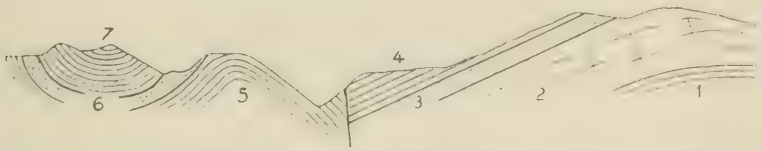


Fig. 13.

Durch Wattwald, Röthelbach und Kienberg bei Oberriet (Sentisgebiet).
1 Neocom, 2 Schrattenkalk, 3 Gault, 4 Seewenkalk,
5 u. 7 Seewenmergel, 6 Senoner Grünsand.

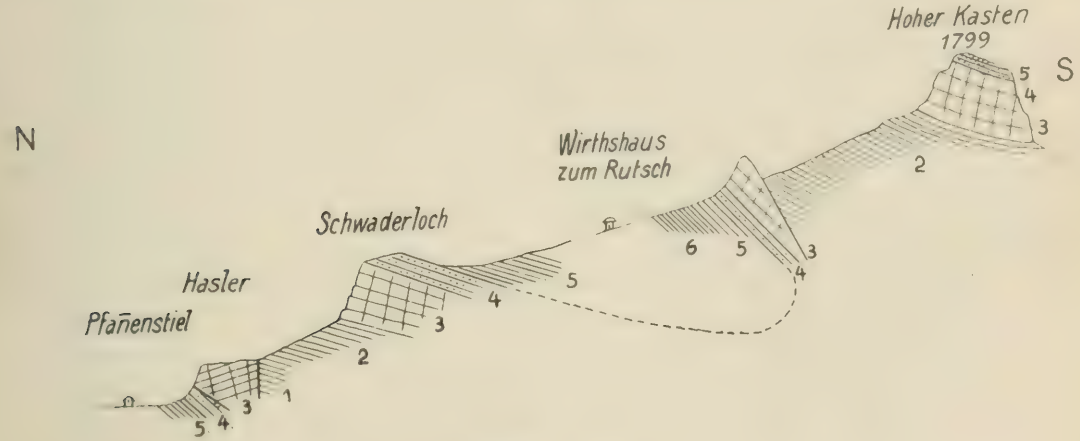


Fig. 14.

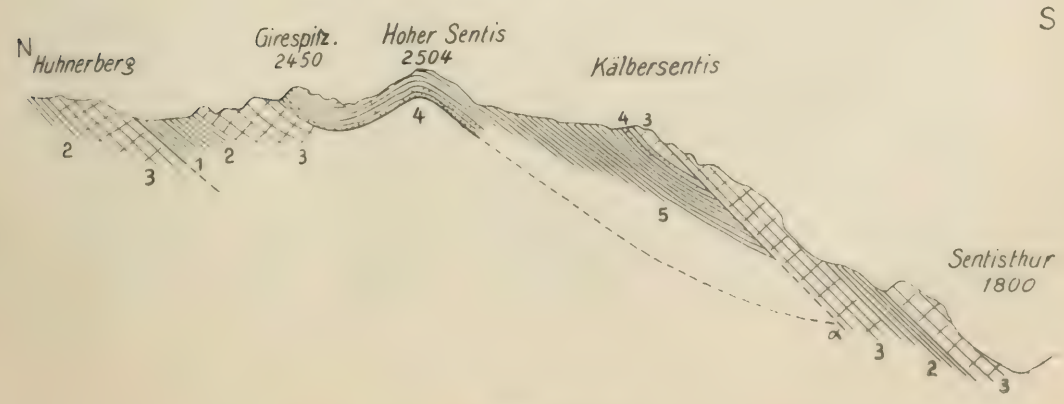


Fig. 15.

Zwei Profile durch die Sentisketten. 1 : 25000.
1 Valanginien, 2 Neocom, 3 Schrattenkalk, 4 Gault. 5 u. 6 Seewenschichten.

liegen, sondern in einem eigentümlich geflammten unreinen und mit allerhand fremdem Material gemischten Schiefer, der aufs lebhafteste an Mylonitbildung erinnert. Die einzige Erklärung, die ich diesem merkwürdigen Aufschlusse geben kann, ist die, dass hier über dem basalen Flysch Gneiss geschoben worden ist, den die grosse Triasdecke an ihrer

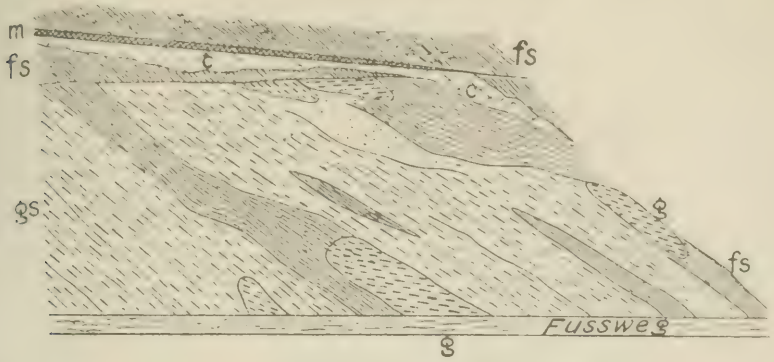


Fig. 19. g Gneiss, gs zerriebener krystalliner Schiefer und Flysch, fs zerriebener Flysch, c Calcitgang, m Mylonit. 1 : 70.

Unterseite mitgeschleppt hat. Der harte Gneiss hat wie ein Pflug den weichen Flysch aufgewühlt und mitgeschleppt unter dem hohen Druck der Triasschubmasse, welche an dieser Stelle jetzt ganz verschwunden ist, uns aber dafür zeigt, was während der Ueberschiebung unter ihr vor sich gegangen ist. (Fig. 21).

Die gleiche Erscheinung ist im Rettenschwangertal nur in viel grossartiger Weise zu beobachten. Die felsigen Steilwände auf der rechten Seite dieses Tales bestehen fast ausschliesslich aus Hauptdolomit, dem nur zwischen Daumen und Rotspitze bei der Haseneck-Alp Koessener Schichten mit ostwestlichem Streichen und südlichem Einfallen eingefaltet sind. Nirgends gehen aber diese Steilfelsen bis zur Sohle des Tales herab, sie stehen vielmehr auf einem sanften geböschten Sockel, dessen Höhe zwischen 100 und 600 m schwankt. An vielen Stellen ist dieser Sockel ganz von Steinschutt überdeckt, sodass man seine eigentliche Natur nicht erkennen kann, an einigen aber ist der anstehende Fels entblösst. Das ist z. B. der Fall zu beiden Seiten des tief eingeschnittenen Wasserrisses, der sich von der Haseneckalp zu den „Ställen“ herabzieht. Der hier ungefähr

Fig. 20. Eckiger Flyschsandstein (2 Spannen lang) in zerriebenem Flyschschiefer.

200 m hohe Sockel besteht durchweg aus Flysch. Scharf und deutlich setzt sich oben der Hauptdolomit darauf, seine Bankung ist undeutlich und das ganze Gestein brecciös.

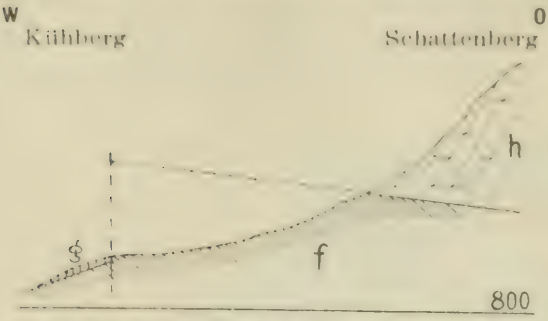


Fig. 21. Querschnitt durch den Stirnrand der Allgäuer Ueberschiebung. 1:19000. g Gneiss, h Hauptdolomit, f Flysch.

Die Ueberlagerungsfläche streicht N 20 ° O und ist mit 30 ° nach OSO geneigt, aber es setzt noch eine zweite Schubfläche durch den Dolomit, die N 20° W streicht mit einer Neigung von 6° nach ONO.

Der Haseneckbach kommt als Wasserfall über die Dolomitwände herab und schlägt auf den Flysch auf. (Fig. 22.) Aber zwischen diesem und dem hangenden Dolomit schiebt sich eine $^1/_2$ bis 1 Meter starke Lage eines grünen Glimmerschiefers, der mylonitartig verquetscht ist. Er verliert sich bald, wenn man an der Ueberlagerungsscholle nordwärts weiter geht, statt seiner stellt sich plötzlich ein kleiner Komplex von weissen und roten, rote Hornsteine führenden plattigen Kalken ein, der keine Versteinerungen erkennen liess, so dass ich nicht weiss, ob er zur Kreide oder zum

Fig. 22. Ueber den Ställen.
f Flysch, a Kalk mit Hornsteinen, h Hauptdolomit, g krystallin. Schiefer.

Jura gehört. Er ist wie der Dolomit selbst über den Flysch geschoben, nur liegt zwischen ihm und dem Dolomit noch eine schmale schiefrige Zone von Flysch, über der eine kleine Quelle entspringt. Dass auch auf der Südseite des Wasserfalles nochmals solch eine Kalkscholle vorkommt, beweisen die am Gehänge herumliegenden Bruchstücke, welche sich mit solchen des Glimmerschiefers mischen.

Es geht daraus hervor, dass die Schubfläche hier keineswegs glatt und einfach ist, dass der Dolomit teils jüngere teils ältere Gesteine in grösseren Partien auf seiner Unterseite mitgeschleppt hat und dass dieselben dabei z. T. stark zerrieben, z. T. auch in die Flyschunterlage eingepresst wurden.

Von hier aus zieht sich die untere Grenze des Dolomites ziemlich rasch am Gehänge herauf und erreicht gerade westlich unter der Rotspitze eine Meereshöhe von 1700 m. Sie hat sich also auf eine Horizontalentfernung von 1 Kilometer um mehr als 400 m gehoben. Ich habe diese Strecke nicht begangen, aber die zahllosen Bruchstücke von Glimmerschiefern, welche auf dem stark bewaldeten Gehänge bis zum Jägerhause herumliegen, beweisen, dass in noch bedeutenderer Weise wie am Wasserfall sich diese Gesteine auf der Schubfläche eingestellt haben. Von 1700 m senkt sich dann aber die Dolomitgrenze wieder erst langsam, dann sehr rasch bis auf 1200 m im Schweizer Wald nordöstlich vom Mitterhaus. Diesen schwer gangbaren aber sehr interessanten Teil der Ueberschiebung bis herauf zur Höhe von 1700 m habe ich von Norden her begangen und in Fig. 23 abgebildet. Im ganzen bildet der Dolomit mit seiner Unterseite ein flachgespanntes Gewölbe, dessen südlicher Teil mässiges Ansteigen zeigt, während die Nordseite rasch und meist sogar senkrecht abfällt. Die Basis oder den Kern dieses Gewölbes bilden zunächst die roten und weissen Kalkfelswände, welche östlich gegenüber Mitterhaus aus dem Waldsockel in steilen Felsen aufragen. Sie führen sehr viel roten Hornstein und wenn schon ich keine bestimmbaren Versteinerungen darin auffinden konnte, so möchte man doch am ehesten annehmen, dass sie zum oberen Jura gehören. Auf der Ostseite jedoch schliesst sich hinter und über ihnen ein hellgrauer mergeliger etwas fleckiger Kalk an, der dann immer thoniger wird und z. T. sogar etwas flyschartigen Charakter erlangt. Da er dem roten Kalk konkordant anzuliegen scheint und ausserdem petrographisch sehr an Seewenmergel erinnert, so sollte eigentlich der rote Kalk auch noch zur oberen Kreide gestellt werden. So flyschartig diese Mergel auch weiter am Berg herauf werden, so habe ich doch keine Fucoiden darin auffinden können. Ab und zu stellen sich auch rötliche Mergel darin ein. Eine sichere Altersbestimmung wird erst nach Auffinden von Versteinerungen möglich sein.

Wo diese Mergel den Dolomit erreichen, stellen sich teils wieder die Glimmerschiefer, teils eine eigentümliche Breccie ein. Mehr oder weniger deutlich gerundete Bruchstücke von

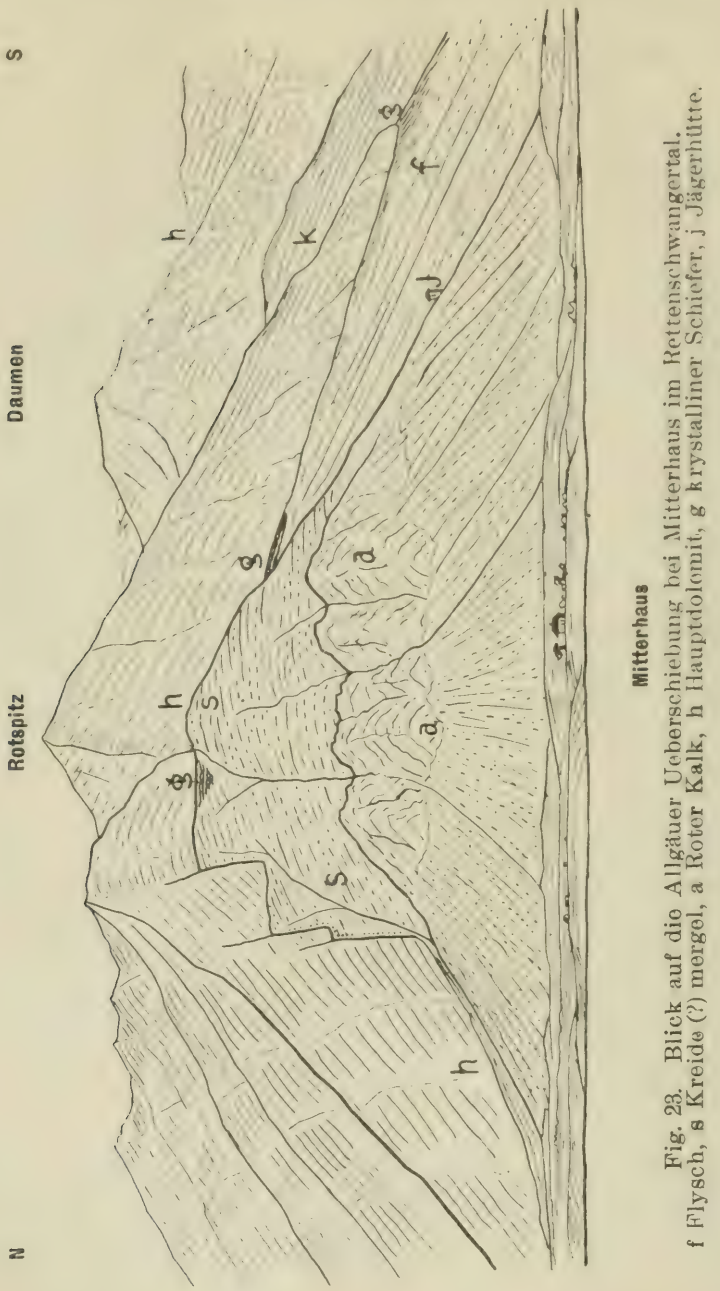


Fig. 23. Blick auf die Allgäuer Ueberschiebung bei Mitterhaus im Rettenschwangertal.
f Flysch, a Kreide (?) mergel, h Hauptdolomit, g krystalliner Schiefer, j Jägerhütte.

jenem grünen Glimmerschiefer und weissem Kalkstein liegen in einem flyschartigen Bindemittel und gewähren durchaus den Anblick einer Reibungsbreccie. (Fig. 24 und 25).

Ohne Zweifel sind diese Stellen bei Mitterhaus und „bei den Ställen“ für die mechanische Erklärung der Allgäuer Ueberschiebung von allergrösster Bedeutung. Eine genaue kartographische Darstellung und Beschreibung haben wir von Prof. Reiser zu erwarten, der auch der erste war, welcher vor ungefähr 20 Jahren sich von der Unrichtigkeit älterer Angaben über das Vorkommen von Melaphyr in diesem Tale überzeugte. Er hat seine Beobachtung und die gesammelten Handstücke Gümbel damals mitgeteilt, der, da er selbst die Lokalitäten seit 1860 nicht mehr untersucht hat, auf Grund dieses Materiales zuerst 1888 (Geognost. Jahreshefte S 170) und dann 1894 (Geologie von Bayern Bd. II S. 85) seine früheren unrichtigen Angaben teilweise richtig stellen konnte, und die krystallinen Schiefer als Quarzite, sericitischen Gneiss, granatführenden Glimmerschiefer und chloritischen Strahlsteinschiefer beschrieb. Da er beidemal vergessen hat, Reisers und später auch dessen vorläufiger Mitteilung von 1889 Erwähnung zu tun, so will ich der literarischen Gerechtigkeit halber dies für ihn hier nachholen und daran zugleich die Bemerkung knüpfen, dass auch mir Herr Reiser die Auffindung der beschriebenen Stellen bei meinem Besuche des Tales im Sommer 1901 durch vorhergehende mündliche Mitteilungen wesentlich erleichtert hat. Lugeon hat diesen Platz 1894 besucht und das Vorkommen der kryst. Schiefer „appartenant peut-être aux werfener Schiefer“ tektonisch ganz richtig mit der Ueberschiebung in Verbindung gebracht.

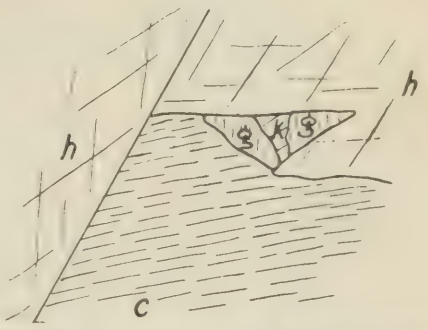


Fig. 24. Detail an der Mitterhauser Ueberschiebung.
h Hauptdolomit, g krystalliner Schiefer, k Kalkstein, c Kreidemergel.

Wie schon früher erwähnt, setzt die Ueberschiebung unterhalb Mitterhaus über das Rettenschwangertal herüber und umzieht die Gipfelmasse des Imberger Hornes. Es besteht hier die Schubdecke aus Hauptdolomit, dem sich jedoch auf der Südseite Koessener Kalke in der Weise auflagern, dass sie z. T. direkt den Flysch berühren. Steigt man von Mitterhaus den Fusspfad an, der über das Strausjoch nach Imberg führt, so geht man zunächst auf dem Flysch des basalen Gebirges, aber ehe man die Koessener Kalke des Strausberges erreicht hat, liegt neben dem Pfad

in 1200 m Meereshöhe inmitten der Flyschwiesen ein kreisförmig umgrenzter Komplex von ebensolchen Kalken als ein letzter Rest der Schubdecke, der der Talerosion, welche hier die Decke durchschnitten hat, noch nicht zum Opfer gefallen ist. Erst auf dem Strausjoch selbst (1260 m Höhe) erreichen wir die geschlossene Schubmasse, die auf der Westseite des Imberger Hornes ziemlich rasch bis auf 1580 m unter den Gipfel heraufsteigt, wobei zugleich der Hauptdolomit als Liegendes der Koessener Kalke diese ersetzt. Zwischen ihn und den Flysch schiebt sich aber alsbald ähnlich wie bei Mitterhaus eine mächtige Scholle von weissem und rotem Kalk ein, die sich wie eine Spange um die West- und Nordseite des Gipfels legt und auf der der Gipfeldolomit unmittelbar aufruht. Auf dem Nordgehänge des Imbergerhornes ragt noch einmal solcher Kalk am Burgschroffen mitten aus dem Flysch empor, aber er liegt um etwa 200 m tiefer als der am Imberger Horn. Gleichwohl wird er als eine geschleppte Scholle aufgefasst werden müssen und es wird späteren Untersuchungen vorbehalten sein herauszufinden, ob seine tiefere Lage späterem Absinken am Gehänge oder auf Verwerfungen oder ursprünglichen Unebenheiten während des Ueberschiebungsvorganges zuzuschreiben ist. Jedenfalls steht die Tatsache selbst zu der anderen in enger Beziehung, dass der Bau der ganzen Schubmasse zwischen der Bsonderach und Osterach infolge

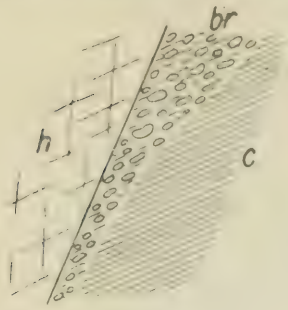


Fig. 25.
br Reibungsbreccie,
c Kreidemergel,
h Hauptdolomit.

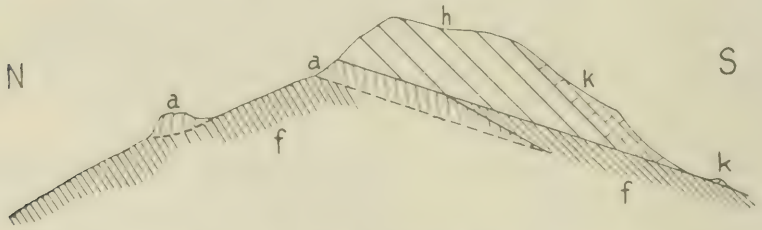


Fig. 26. Das Imberger Horn.
f Flysch, a weisser und roter Kalk, k Koessener Schichten,
h Hauptdolomit. 1 : 25000.

mehrerer Quer- und Längsbrüche sehr verwickelt ist, und dass sich dies noch in erhöhter Weise in der Umgebung von Hindelang steigert. Ich muss diese Details Herrn Reisers Darstellung überlassen und begnüge mich mit der Feststellung, dass die Schubgrenze von der Oberdorfer

Schmiede östlich hinter dem Orte vorbeizieht nach „der Hölle", wo unter dem Hauptdolomit noch ein Gipslager, jedenfalls den Raibler Schichten angehörig, früher abgebaut wurde. Westlich davon in tieferer Lage steht der Flysch an, mit dem der früher erwähnte „Melaphyr-Gang" in Berührung steht, der sich von da in einzelnen Aufschlüssen nach Norden bis in den Hintergrund des Rotplattenbachtobels verfolgen lässt.

5. Der Stirnrand von Hindelang bis Pfronten und sein Uebergang in die nördliche Randspalte.

Nördlich von Hindelang nimmt das Cenoman einen hervorragenden Anteil am Aufbaue der Schubmasse. Es besteht aus Schiefern, Sandsteinen, Konglomeraten und Breccien, deren Alter von O. Reis und Reiser schon vor 12 Jahren durch den Nachweis der Orbitulina concava im Zillenbach festgestellt worden ist. Gümbel hatte es noch ganz mit dem nördlich und westlich unmittelbar anstossenden Flysche vereinigt, und es muss zugegeben werden, dass beide der Gesteinsbeschaffenheit nach sich sehr gleichen. Doch lässt eine sorgfältige Kartierung feinere Unterschiede bemerken, die es ermöglichen beide Gebilde von Hindelang bis Unterjoch recht scharf von einander abzugrenzen. Für das Cenoman ist das Fehlen der Fucoiden und das häufige Auftreten von Konglomeraten und Breccien bezeichnend. Ihre Grenzlinie verläuft ziemlich gerade in ostnordöstlicher Richtung und die Art, in der sie auf der Karte die Höhenkurven schneidet, lässt sie als den Ausstrich einer Verwerfungsspalte erkennen, die im Maximum mit 60° nach Süden einfällt. Ungefähr parallel zu ihr verläuft in der Schubmasse eine zweite solche Fläche, auf welcher der Hauptdolomit des Hirschberges und des Spiesser über das Cenoman heraufgeschoben sind. Sie ist aber flacher als jene und mit etwa 35—40° geneigt, während eine dritte am Jochschroffen und eine vierte am Isler folgen, deren Neigung noch schwächer ist. Die ganze Schubmasse ist somit gegen den Nordrand in sich schuppenförmig zusammengepresst und dazwischen stellen sich wie z. B. am Fuss des Isler noch lokale kleine Schubkeile ein, wo über dem Lias wenig grosse Stücke von Koessener, Buntsandstein und Raibler Rauhwacken übereinander liegend angetroffen werden.

In der Richtung ihrer grössten Neigung sind aber diese vier Schubflächen alle bedeutend steiler gestellt, als die grosse Allgäuer Schubfläche und so kommt es, dass sie in der Tiefe von dieser abgeschnitten werden, wie dies auf Fig. 27 dargestellt ist.

Folgen wir nun der Allgäuer Schubgrenze vom Hörnle bei Hindelang gegen NO, so müssen wir den Zinken (auch Sorgschroffen genannt) auf der Nordseite umgehen, wo die steilen Felsmassen des Hauptdolomites auf einer mit über 60° geneigten Fläche auf dem Flysch von Jungholz liegen. (Fig. 28). Auf der Ostseite dieses Berges wird jedoch alsbald der Hauptdolomit vom Cenoman abgelöst, der teils direkt auf dem Flysch liegt oder, wie am Hangenden Schroffen im Vilsertal, teils noch eine schmale Zone von roten und weissen Tithonkalken mit Ammoniten und Aptychen (sp. punctatus u. Beyrichi) zwischengeschoben hat. (Fig. 29). Von da bis Pfronten ist der Verlauf dieser Grenzfläche leicht festzustellen, nicht aber ihre Neigung, weil es an tief reichenden Aufschlüssen fehlt. Weiterhin verschwinden ihre Spuren überhaupt unter den $1^1/_2$ Kilom. breiten Alluvionen der Vils und tauchen erst am Nordrande der Vilser Voralpen wieder auf, wo sie sich in rein östlicher Richtung über Weissensee bei Füssen nachweisen lassen.

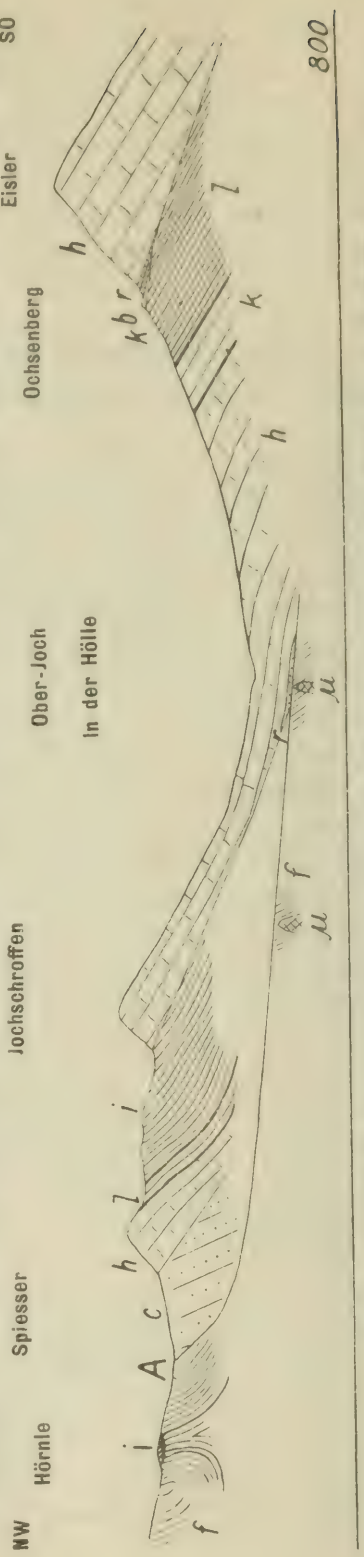


Fig. 27. Querschnitt durch den Nordrand der Allgäuer Schubmasse bei Hindelang. 1 : 37 000.
f Flysch, c Cenoman, i Oberer Jura, l Lias, k Koessener Schichten, h Hauptdolomit, r Raibler Schichten, b Buntsandstein, u Melaphyr.

Die östliche Richtung bleibt nun die herrschende längs des ganzen Nordrandes der Ostalpen und, soweit die früheren Untersuchungen reichen, ist die Neigung dieser

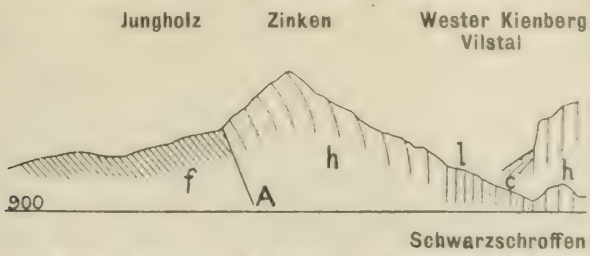


Fig. 28. 1 : 50000. f Flysch, c Cenoman, l Lias, h Hauptdolomit. A Allgäuer Schubfläche.

Trennungsfläche meist eine sehr steile, oft ganz senkrechte, steil nach Norden oder Süden einfallende. Zum Belege dafür gebe ich drei Profile. Fig. 30 ist der Arbeit Böses über die Hohenschwangauer Alpen entnommen, Fig. 31 habe ich 1896 veröffentlicht aus dem Gebiet der Benediktenwand und Fig. 32 hat Joh. Böhm vom Fürberg bei Sigsdorf gegeben.

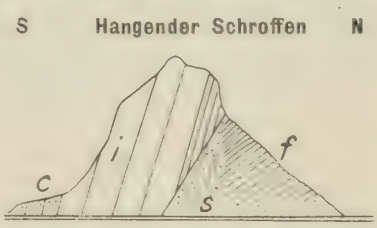


Fig. 29. Strasse nach Vils s Gehängeschutt, f Flysch, c Cenoman, i Oberer Jura.

Es ergibt sich daraus, dass die flach geneigte Allgäuer Schubfläche von Pfronten an ostwärts in den schon seit

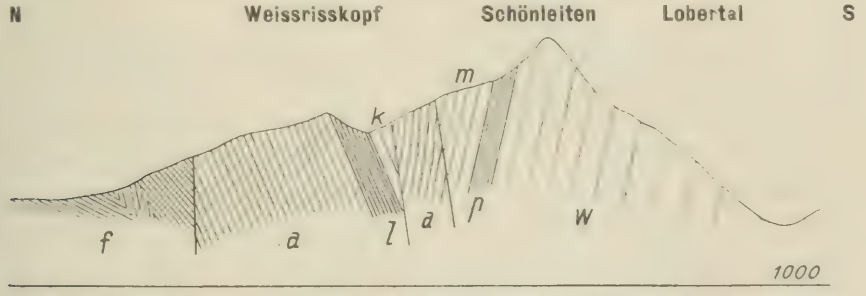


Fig. 30. Nach Böse. f Flysch, a Aptychenkalk, l Lias, k Koessener, w Wettersteinkalk, p Partnachmergel, m Muschelkalk.

langer Zeit bekannten Längsbruch übergeht, der die Kalkalpen von der Flyschzone trennt und auf dem Jura und Trias in das Niveau des jüngeren Flysch heraufgeschoben worden sind.

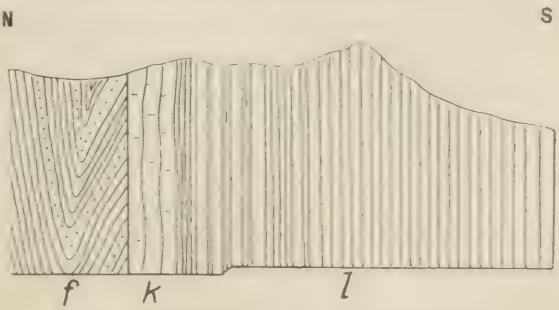


Fig. 31. Schmidlahn bei Benediktbeuern. f Flysch, l Liasfleckenmergel, k Koessener.

Während man aber früher nur auf diese vertikale Verschiebung der Massen achtete, zeigt es sich nun, dass mit derselben zugleich eine erhebliche horizontale Ver-

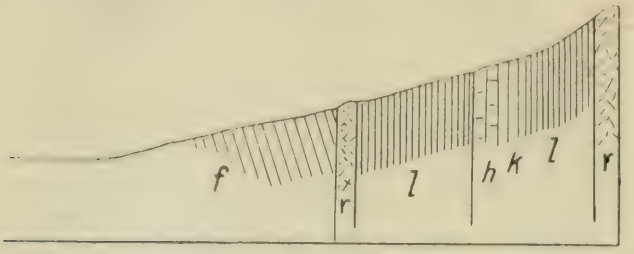


Fig. 32. Am Fürberg bei Bergen nach J. Boehm.
r Raibler Rauhwacke. 1 : 20 000.

schiebung verbunden gewesen sein muss, deren Richtung und Grösse sich aus derjenigen ermessen lässt, welche die Allgäuer Ueberschiebung aufweist.

II. Der Stirnrand der rhätischen Ueberschiebung vom Rhätikon nach Süden.

Diese Strecke hat im ersten Teil meiner „Alpenforschungen“ eine eingehende Schilderung gefunden. Wenn ich jetzt nochmals darauf zurückkomme, so hat dies seinen Grund darin, dass ich erstens dem südlichen Abschnitte zwischen Tiefenkastel und dem Engadin inzwischen eine weitere Untersuchung gewidmet habe und zweitens weil mit Bezug auf den nördlichen Teil während der 5 Jahre die seither verflossen sind, einige neuere Arbeiten erschienen sind, die in wesentlichen Punkten zu anderen Ergebnissen geführt haben. Ich werde also nochmals das Ganze von Norden nach Süden fortschreitend besprechen.

1. Der Stirnrand im Rhätikon.

Die Triasmasse ist nach meiner Auffassung als Ganzes über ein basales Gebirge hinübergeschoben worden, das in seinen oberen Lagen vorwiegend aus Flysch besteht. Auf der Nord- und Westseite ist die Ueberschiebung an mehreren Stellen tatsächlich zu beobachten und einzelne Reste der Ueberschiebungsdecke, von der Hauptmasse durch Erosion abgetrennt, liegen im Liechtenstein'schen vor dem Stirnrand als kleine Inseln auf dem basalen Flyschgebirge. Diener hat meine Arbeit 1901 in Petermanns Mitteil. (Literaturber. S. 16) besprochen. Er sagt: Ich glaube, dass Rothpletz auf eine Anerkennung, ja selbst nur auf eine kritische Würdigung seiner Auffassung des Rhätikon als einer wurzellosen Schubmasse erst dann wird rechnen können, wenn er einen Beweis für die von ihm supponirte Unterlagerung des *ganzen* Triasgebirges — nicht nur der randlichen Partien durch jüngere Schichten in helvetischer Entwickelung erbracht haben wird.“ Ich habe diesen Satz absichtlich im ganzen Wortlaut abgedruckt, damit der freundliche Leser sehen möge, welche unglaubliche Auf-

gaben erst zu lösen sind, ehe Diener eine flache Ueberschiebung als bewiesen oder auch nur für diskutabel hält. Ich soll erst — da die Natur es nun einmal nicht selbst getan hat — die ganze Triasdecke im Innern des Rhätikon irgendwo abtragen und die Basis jüngerer Gesteine darunter blosslegen. Es genügt ihm nicht, dass dieses jüngere Gebirge auf allen Seiten unter die Trias randlich einschiesst, es genügt ihm auch nicht, dass die Erosion uns wirklich schon vorgearbeitet, grosse Teile jener Triasdecke wirklich abgetragen und dabei die darunter liegende Basis jüngerer Gesteine wirklich blossgelegt hat. — Uebrigens scheint es mir, dass Diener meine Rhätikonschubmasse anders aufgefasst hat als ich. Er sagt nämlich weiter: „Eine empfindliche Lücke in der Darstellung von Rothpletz scheint mir ferner darin zu bestehen, dass dieser Beobachter die Grenzregion zwischen dem Rhätikon und dem Silvretta-Massiv nicht mehr in den Rahmen seiner Untersuchungen einbezogen hat. Gerade die nach den Angaben der älteren Beobachter durchaus normalen Beziehungen des Rhätikon-Hauptzuges (Davenna-Gebirge) zu dem kristallinischen Grundgebirge dürften aber für die Entscheidung der Frage, ob der Rhätikon eine wurzellose Masse sei oder nicht, von der grössten Bedeutung sein.“ Ich habe nirgends von einer wurzellosen Masse gesprochen und ebenso habe ich auf der beigegebenen tektonischen Karte die Triasdecke des Rhätikon sowohl mit der Davenna-Kette als auch dem ganzen Silvretta-Massiv als eine tektonisch zusammengehörige Masse dargestellt. Solange die ganze Schubmasse noch in Zusammenhang steht, ist sie für mich nicht wurzellos und man könnte doch höchstens auf solche Teile diese Bezeichnung anwenden, die durch spätere Ereignisse sich von ihrer Schubmasse abgetrennt haben und nun ganz isolirt daliegen wie etwa jene kleinen Zeugen in Liechtensteinschen. Aber Diener fährt weiter: „Auch wäre es eine nicht zu vernachlässigende Aufgabe des Verfassers gewesen zu zeigen, dass die mit der Umbiegung des Streichens im Rhätikon so auffallend korrespondirende Sigmoide der helvetischen Falten des appenzellerisch-vorarlbergischen Kreidegebietes der von ihm supponirten tektonischen Unabhängigkeit beider Gebirge nicht widerspricht.“ Auch diese Forderung entspringt wie die vorhergehende der subjektiven Befangenheit Dieners, der in diesem Falle von seinen eignen Ansichten so beherrscht ist, dass es ihm ganz unmöglich wird, sich in eine andere Auf-

fassung hineinzudenken. Jene sigmoidale Anordnung der Falten existirt gar nicht und sie hat darum auch gar keine tektonische Beweiskraft für mich. Das geht doch klar aus meinen früheren Ausführungen (Problem der Glarner Alpen) hervor, die Diener gelesen, aber natürlich auch nicht gebilligt hat.

Ueber den südlichen Rhätikon sind von Th. Lorenz[1]) zwei Arbeiten erschienen. Auch er hat grosse Ueberschiebungen als die charakteristischsten Eigentümlichkeiten dieses Gebietes nachgewiesen, aber im einzelnen ist er zu einer recht abweichenden Anffassung der Tektonik gelangt, die sich zum Teil auch auf die Stratigraphie bezieht. Die wichtigsten Differenzpunkte will ich besprechen.

A) Der Fläscherberg.

Diesem Berge habe ich 1898 im ganzen vier Tage gewidmet und, soweit dies in so kurzer Zeit möglich war, eine geologische Kartirung desselben 1 : 25 000 vorgenommen. Dann erst erfuhr ich, dass Lorenz denselben schon seit 1897 zum Gegenstand einer Monographie gewählt hatte und so unterliess ich es 1900 (l. c. S. 153) mehr von meinen Ergebnissen mitzuteilen als unbedingt für mein damaliges Thema notwendig erschien. Ich überliess ihm auch die von mir aus den Grenzschichten zwischen Jura und Kreide gesammelten Versteinerungen für seine Publikation, die ungefähr gleichzeitig mit der meinigen erschien. Schon im Herbst 1898 hatte mir Lorenz mitgeteilt, dass die von Mösch (1881) gefundenen aber unbestimmt gelassenen Versteinerungen nicht dem Tithon, sondern dem Dogger angehören müssen, dass der südliche Teil des Fläscherberges (Platte und Halde) ein nach Westen überkippter Sattel mit Doggerkern sei und dass ausserdem darin Ueberschiebungen liegen. Bestimmt hatte er diese Versteinerungen damals allerdings noch nicht. Ich machte geltend, dass mir die Anwesenheit von Dogger nicht wahrscheinlich sei, da ich weder entsprechende Versteinerungen noch die Gesteinsarten des alpinen Doggers gefunden hatte, dass die Sandsteinbänke in Kalkschiefern eingelagert seien, die teils das

[1]) Monographie des Fläscherberges in Beiträge z. geolog. Karte der Schweiz. Lief. 40, 1900.

Geolog. Studien im Grenzgebiete zwischen helvet. u. ostalpiner Facies. Ber. d. naturf. Ges. Freiburg Bd. 12. 1901, (erschienen 1902).

Aussehen von Tithon, teils von Berriaschichten haben und dass die von mir gefundenen wenigen Versteinerungen auch wirklich dieses Alter anzeigen.

Seine Kartirung und tektonische Auffassung waren schon fertig als Lorenz an die Bestimmung der Versteinerungen ging. Er hat 8 Arten mit schon beschriebenen identifizirt, von denen 6 im Dogger und zwei im oberen weissen Jura zu Hause sind. Ausserdem werden drei Arten mit cfr. versehen, von denen zwei dem oberen und eine dem mittleren Jura angehörren. Wir hätten es hier demnach mit einer Mischfauna zu tun. Leider war es mir nicht möglich, die in Freiburg befindlichen Originale zu sehen, da sie im Frühjahr 1902 wegen des Museumsumzuges noch unzugänglich waren. Was ich selbst an Ort und Stelle gesammelt habe, ist so schlecht erhalten, dass ich auf spezifische Bestimmungen verzichten musste. Auf die von Lorenz angeführten und von Koby bestimmten Korallen gehe ich aus diesem Grunde gar nicht ein. Halten wir uns jedoch an das auf Taf. III abgebildete Material, dann ergibt sich sofort, dass sämtliche angeblichen Doggerformen (Fig. 11, 12, 15, 19 und 20) so ungenügend erhaltene Reste sind, dass man wirklich sehr gute anderweitige Gründe haben muss, um das Doggeralter der sie einschliessenden Schichten behaupten zu können.

Lorenz teilt sie uns l. c. S. 12 mit: „Abgesehen von der frappanten Aehnlichkeit mit den englischen Dogger-Nerineen spricht auch die ganze Lagerung für Dogger. Als Liegendes dieser gasteropodenreichen Schichten haben wir Opalinusmergel und als Hangendes echte Birmensdorferschichten mit Fossilien. Diese beiden einschliessenden Gesteinshorizonte sind hier wie in den angrenzenden Gebieten so charakteristisch ausgebildet, dass eine Verwechselung ausgeschlossen ist.“

Ich will gestehen, dass die Bestimmtheit dieser Mitteilung mich unsicher gemacht hat, ob ich nicht doch vielleicht diese „so charakteristischen“ Doggerhorizonte 1898 übersehen hatte, und so habe ich 1901 noch einmal zwei Tage dem Fläscherberg gewidmet. Dabei ergab sich nun, dass die Opalinusmergel keine Versteinerungen führen und dass die „Birmensdorfer Schichten mit Fossilien“ auch keine spezifisch bestimmbaren Versteinerungen enthalten. Am Ellerberg hat Mösch wohl solche gefunden, aber dort fehlen die Nerineenschichten und Lorenz führt Harpoceras arolicum, Aptychus, lamellosus und Belemniten an (S. 13),

aber er sagt uns nicht, wo er sie fand, und da könnte man meinen, er habe sie auch bei Fläsch gefunden. Das ist aber nicht der Fall. Auch sonst machen sich diese ungenügenden Fundortangaben bei LORENZ recht unangenehm fühlbar. Man erfährt eigentlich nirgends, wo er denn die vielen Doggerarten (33 Arten) gefunden hat. Bei vielen Arten wird gar kein Fundort, bei sieben die „Halde" angegeben. Wahrscheinlich stammen sie alle von der Halde, d. h. von dem Gehänge, das gegen die Halde heraufführt, wo sie teils im Anstehenden, teils in abgestürzten Steinen gesammelt werden können. Am Plattenstein und am Plattenberg habe ich in den petrographisch gleichen Schichten nichts irgendwie bestimmbares finden können und auch bei LORENZ finde ich nichts erwähnt. Nur von dem Nordwestgehänge der Oberen Platte habe ich einen Haploceras erhalten, der spezifisch zwar nicht bestimmbar ist, aber doch auch so gegen Dogger spricht. Ich habe das Stück seinerzeit LORENZ übersandt und er führt es S. 14 zusammen mit Aptychus punctatus und latus, Perisphinctes, Belemnites hastatus und excentricus als aus den Quintener Kalken stammend an, aber ganz ohne Fundortangabe und ohne zu bemerken, dass es nicht mit diesen anderen Versteinerungen zusammen vorkam.

In der Nähe des Kalksteinbruches östlich von Fläsch am Plattenstein gibt Lorenz ein Spezialprofil, das ich hier kopire. „Von unten nach oben findet man folgende Schichtenserie:

12—15 m plattige graue Kalke (Malm),
8 m fleckige gelbgrüne Mergelschiefer (Oxford),
6 m schiefriger knolliger Sandstein mit Versteinerungen (Dogger),
9 m Kalkschiefer, wechsellagernd mit weichen fleckigen Mergelschiefern (Oxford-Birmensdorferschichten),
4 m Sandschiefer (Dogger),
1 m grauer sandiger Mergelschiefer mit Versteinerungen (Dogger).

Darüber kommen schwarze sericitische Mergelschiefer mit Eisengeoden von bedeutender Mächtigkeit (Opalinusschichten). Die grosse Mächtigkeit der Opalinusmergel erklärt sich durch eine Verwerfung. Zu unterst sehen wir eine untergeordnete Falte, die sich in der Wiederholung der Birmensdorferschichten im unteren Profil wiederspiegelt."

Ich habe dieses Profil 1901 einer genauen Nachprüfung unterworfen und fand im „kleinen“ Steinbruch die Schichten N 15° W streichend und mit 30° nach Ost einfallend. Es ist ein grauer Kalkstein, der mit Ausnahme der untersten 3 m durchaus dünnbankig ist und einzelne dünne Lagen von hellem Hornstein einschliesst. Die 1 bis 2 dm dicken Kalksteinbänke werden durch dünnplattige Kalklagen getrennt, die von sericitischen Häuten überzogen sind. Versteinerungen waren keine bemerkbar. Diese Schichten ziehen sich vom Steinbruch gegen Süden am Gehänge herab. Noch ehe sie unter dem Talboden verschwinden, werden sie schon vom Gehängeschutt und Waldboden verhüllt. Dann stellen sich anscheinend in ihrem Hangenden, aber ohne dass eben wegen jener Verhüllung die direkte Auflagerung zu sehen ist, ein:

2 m dünnplattige Kalksteine mit sericitischem Belag,
3 m Quarzsandstein mit kalkigem Bindemittel z. T. schiefrig.
0.5 m graue Kalkschiefer mit sericitischem Belag,
3 m Sandstein wie oben,
0.5 m graue Kalkschiefer wie oben,
3 m Sandstein,
1 m Kalkschiefer,
2 m Sandstein.

Damit ist die schuttbedeckte Terrasse erreicht und der Aufschluss nach oben abgeschlossen.

Alle diese Schichten liegen konkordant und von einer Faltung ist absolut gar nichts zu sehen. Der kalkreiche hellfarbige Sandstein hat keine Aehnlichkeit mit den Sandsteinen des Doggers helvetischer oder schwäbischer Facies. Thonschiefer habe ich gar keinen angetroffen. Die ganze Mächtigkeit der Schichten im Hangenden des Kalkbruches beträgt nur 15 Meter. Weder die Mächtigeiten noch die Anzahl der Schichten stimmen mit den Angaben von Lorenz überein. Ich weiss nicht woher das kommt, vermute aber, dass er die Breite der Ausstrichzone, nicht aber die wirkliche Mächtigkeit gemessen hat.

Ein anderes Spezialprofil hat Lorenz uns von der Nordwestseite des Plattensteines gegeben (S. 18). Hier fand ich auf den Kalksteinen, in denen der „Grosse“ Steinbruch baut, und die genau dieselben wie im „Kleinen“ Steinbruch sind, eine Serie von schiefrigen Kalken, Sandstein und schwarzen Thonschiefern mit weissen Glimmerblättchen, überlagert von mässig dickbankigen Kalksteinen.

Es ist dieselbe Schichtenserie wie beim „Kleinen" Steinbruch und man kann sie auch von da bis dorthin mit nur wenigen und kurzen Unterbrechungen verfolgen. Auch hier erscheint der Versuch, Oxford, Dogger und Opalinusschichten auszuscheiden, ganz hoffnungslos. Immer ansteigend gelangt man alsbald an die Stelle, welche Lorenz auf Fig. 1 S. 19 mit x bezeichnet hat und wo er eine Verwerfung von gegen 100 m Sprunghöhe „obgleich die Verwerfungsspalte nirgends sichtbar ist", annimmt. (S. 42.) Ich habe dieselbe jedoch ganz deutlich gesehen und gebe davon in Fig. 33 eine Abbildung. Links sind die oberjurassischen Kalksteine bedeutend schiefriger und dunkler als rechts, zwischen den Verwerfungsspalten ist alles stark zerknittert. Ein flexurartiger Uebergang ist demnach ausgeschlossen. Ich habe schon 1900 diese ausgezeichnete Verwerfung mit der vom Tilisuna-Walensee in Verbindung gebracht.

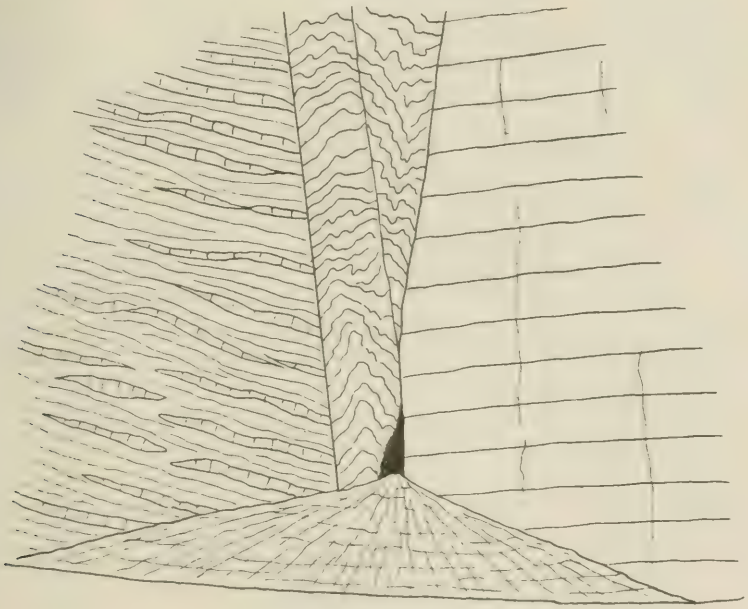


Fig. 33.

Es gibt also in diesem südlichsten Teile des Fläscherberges keinen Dogger. Der Bau der Platte ist verhältnismässig einfach. Alle Schichten des weissen Jura und der Kreide liegen überkippt, sie fallen bei Nord-Südstreichen nach Osten ein. Infolgedessen liegt der graue Malmkalk der unteren Platte auf dem Tithon der oberen Platte, dieses auf jener Serie von Kalkschiefern und Kalksandsteinen, aus

denen der erwähnte Haploceras stammt. Darunter liegt abermals eine mächtige Kalkmasse und dann folgen die Berrias-Schiefer mit Aptychus noricus etc. Durch eine von WSW nach ONO streichende vertikale Verwerfungsspalte (Fig. 33) ist der Plattenberg vom Plattenstein und von der Halde im Süden getrennt. Auch dieser südliche Teil besteht von Osten her aus oberem Jurakalk, der ein östliches Einfallen zeigt

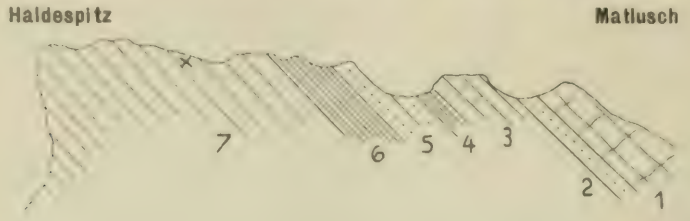


Fig. 34. 1 hellgrauer Kalkstein, 2 Sandstein und Kalkschiefer, 3 Kalkstein, 4 Schiefer, 5 Kalkstein mit Hornsteinknollen, 6 Schiefer, 7 Kalkstein, bei dem Kreuz mit Aptychus (Beyrichi?) und Belemniten. 2—6 entspricht i2 in Fig. 35.

und z. T. schon zum Tithon gehören kann. Dann folgen darunter oben am Kamm zwischen Matlusch und der Haldespitz (Fig. 34) und am südlichen Haldegehänge auf-

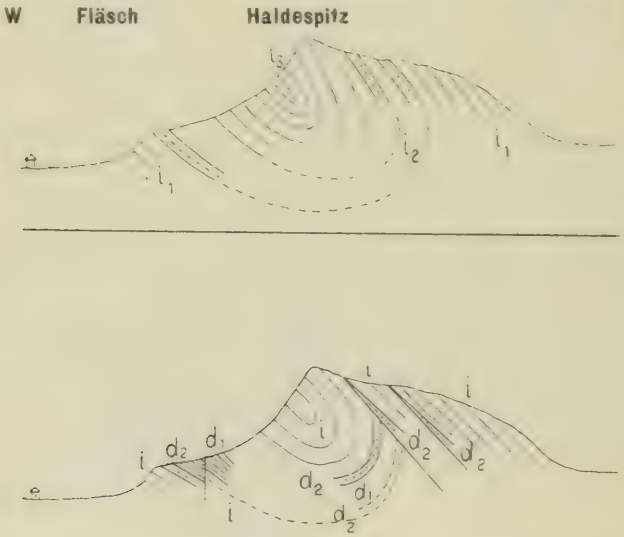


Fig. 35. Querschnitt durch den Fläscherberg nach meiner Aufnahme. i1 Malm, i2 u. i3 Tithon. Fig. 36 nach Lorenz. i Malm, d1 u. 2 Dogger. 1 : 25 000.

geschlossen die Serie von Kalkschiefern und Sandsteinen, welche sehr versteinungsreich ist und auch vielfach oolitische Ausbildung der Kalkschiefer besitzt; darunter lagern wieder

Kalkbänke mit Kalkschiefern und Hornsteinlagen, welche an den Haldefelsen eine weithin sichtbare muldenförmige Umbiegung beschreiben. Infolgedessen wiederholt sich am Westgehänge von neuem die wieder aufsteigende Sandsteinserie und es besteht der ganze Berg aus einer grossen Juramulde, die nach Westen überkippt ist und von Süd nach Nord streicht. Erst in der Nähe der nördlichen Verwerfung erleiden alle Schichten eine deutliche Ablenkung nach NO, die als eine Schleppung auf der Verwerfungsspalte gedeutet werden kann.

Zwischen der Karte von Lorenz und meiner Aufnahmekarte ergeben sich auch sonst noch verschiedene Unterschiede, die zwar für die Auffassung der Tektonik von untergeordneter oder auch gar keiner Bedeutung sind, die ich aber doch nicht ganz mit Stillschweigen übergehen kann. Neben der Strasse von Fläsch nach Luziensteig gerade südlich unter der Haldespitze trifft man eine etwa 15 m lange und 4–5 m hoch aus dem Boden aufragende Kalkschieferplatte, die N 20 ° W streicht und mit 30 ° nach Osten einfällt. Sie ist teils sandig, teils oolitisch und enthält viele aber schlecht erhaltene Versteinerungen, darunter die angeblichen Dogger Nerineen. Lorenz hat diesen Aufschluss in seiner Textfigur 2 abgebildet. Diese Platte ist dadurch zum Vorschein gekommen, dass man in der Moräne, von der sie begraben war, eine Kiesgrube angelegt hat. Es ist eine alte Rheintalgrundmoräne mit viel Gneissgeschieben. Man kann nicht sehen, ob die Kalkplatte nach unten fortsetzt oder ob sie als eine von oben am Gehänge abgebrochene Felsplatte lose in der Moräne liegt Doch erscheint mir letzteres am wahrscheinlichsten und jedenfalls ist es vorsichtiger, wenn man das aussergewöhnliche Streichen der Platte nicht in das Bild der Tektonik des Berges hineinverarbeitet.

Es ist schwierig, die stark gefalteten und ziemlich mächtigen Kreideschichten des Fläscherberges in Stufen zu gliedern. Die untersten Schichten haben allerdings genügende Versteinerungen geliefert, um sie als Berriasschichten auszuscheiden. Aber darüber folgen in grosser Mächtigkeit und an den südwestlichen dem Rhein zugekehrten Steilwänden des Ochsenberges vorzüglich aufgeschlossen dunkle Kalkschiefer, die petrographisch kaum von jenen untersten Berriasschiefern abgetrennt werden können, aber bisher noch gar keine Fossilien haben erkennen lassen. Erst auf der Nordostseite des Fläscherberges im Schlösswald, bei der Mörderburg, Ankaschnal und bei der Ruine Guttenberg tritt ein auffälliger Gesteinswechsel ein, indem sich die für das Neocom helvetischer Facies charakteristischen sandigen und z. T. kieseligen Kalkbänke einstellen, die zugleich deutlich als jüngere Glieder auf jenen dunklen Kalkschiefern liegen. Mösch hat bei der Ruine Guttenberg darin Echinospatagus cordiformis in mehreren Exemplaren gefunden. Ich habe auf meiner Karte ganz leicht beide Bildungen gegeneinander abtrennen können, nicht aber die liegenden Kalkschiefer von den Berriasschiefern. Ob dieselben zu einander gehören oder in ersteren das Valanginien eine Vertretung findet, bleibt noch eine offene Frage.

Lorenz hat sein erweitertes Neocom vom Guttenberg an ohne Unterbrechung über Klein Mels hinweg in den Fläscherberg fortsetzen lassen. Das entspricht indessen nicht den Bedürfnissen einer Spezialkarte. Die Guttenberger Felsen liegen inselartig inmitten stark versumpfter Alluvionen, aus denen auch die kleine Felseninsel des Rotbühles aufragt. Es ist ja wahrscheinlich, dass diese Inseln unterirdisch mit dem Fläscherberg zusammenhängen, aber sichtbar ist dies nicht. Ebenso unberechtigt halte ich es, das ganze Mozental mit der Farbe der Berriasschichten anzumalen, während in Wirklichkeit die saftigen Wiesen durchaus nur Grundmoräne erkennen lassen. Diese selbst hat merkwürdigerweise überhaupt auf der ganzen Karte keine Darstellung erhalten und nur einige vereinzelte rote Kreuze zeigen ihr Vorhandensein an einigen Stellen an. Ich habe die Moränendecke teilweise bis herauf zur höchsten Erhebung des Fläscherberges (1138 m) eingetragen und an manchen Stellen ist sie so mächtig, dass man über die Natur der darunter anstehenden Felsen gar nichts aussagen kann so z. B. im Verbron, in dem oberen Teil von Persax und beim Schänzli. Was ich ferner vermisse, ist die Eintragung der alten Bergstürze, von denen einer sehr bedeutende Dimensionen hat. Seine Ausbruchnische lag hinten im Glecktobel und von da drängte sich die ganze Sturzmasse das enge Tal heraus bis sie sich über den sanften aber weiten Schuttkegel, auf dem Mayenfeld erbaut ist, weithin ausbreiten konnte. Ihr Gebiet ist mit Ausnahme schmaler Randpartien, die von Menschenhand später umgewandelt worden sind, ausgezeichnet durch wild übereinandergeworfene Steine und Blöcke und es ist deshalb auch heute noch der Feldwirtschaft entzogen und von dem grossen Steigwald bedeckt. Historische Nachrichten über diese wohl sehr jugendliche Katastrophe sind uns nicht überliefert, doch besteht eine Sage, wonach die römische Stadt Magia etwas höher wie das heutige Mayenfeld gelegen habe und von jenem Bergsturz zerstört worden sei.

Die Spuren eines anderen Bergsturzes findet man auf den Grabwiesen zwischen Valsagera und der Mörderburg nördlich vom Luziensteig. Ein ungefähr 500 m langer und über 100 m breiter Streifen von Land ist von wild durcheinander geworfenen grossen und kleinen Blöcken von grauem Kalkstein mit Silexknollen und fein- bis grobstückigen polygenen Breccien bedeckt. Da solche Gesteine am Fläscherberg nicht, wohl aber am Falknis vorkommen, so müssen sie von dort und speziell von der Gyrenwand herabgefallen sein.

B) Der Falknis.

Auf diesen Berg und überhaupt das Gebiet, soweit es Lorenz 1901 kartographisch dargestellt hat, habe ich 1898 im ganzen etwa sieben Tage verwendet. Es versteht sich mithin, dass ich in so kurzer Zeit nicht alle Teile dieser ausgedehnten und häufig auch schwer gangbaren Gebirgskette habe besuchen können. Mein Zweck war, einen Einblick in den Bau derselben und in ihre Beziehung zu der Trias des Rhätikon zu gewinnen. Als Bausteine dieser Kette stellte ich fest: Lias in der Allgäufacies, Tithon und Flysch.

Sehen wir nun die geol. Karte an, welche Lorenz entworfen hat, so ist der Lias spurlos verschwunden, dahingegen treten neben sehr ausgedehntem Tithon und dem Flysch noch untere und obere Kreide auf. Auch die Profile haben bei Lorenz ein ganz anderes Aussehen, denn neben grossen liegenden Falten setzen in allerhand gekrümmten Kurven grosse Ueberschiebungen hindurch.

Die stratigraphischen Differenzen sind indessen tatsächlich durchaus nicht so bedeutend als es scheinen könnte. Wir werden das sogleich sehen. Ich beginne mit Besprechung der einzelnen Ablagerungen.

a. Das Alter des Flysches.

Meine Auffassung über das Alter dieser eigenartigen Gebilde habe ich seit mehr als 20 Jahren in meinen Vorlesungen über Alpengeologie vorgetragen. Sie stand immer in einem gewissen Gegensatz zu derjenigen Gümbels, der 1861[1]) den Flysch für durchweg jünger als den unteren Nummulitenkalk, also jünger als das Parisien (Lutétien) und ungefähr gleichalterig mit den Reiter- und Häringerschichten bezw. den Sanden von Beauchamp (Bartonien) und dem Gips von Montmartre (Ligurien) erklärt also nach heutiger Bezeichnung ins Bartonien und Ludien oder Priabonien verlegt hat. Als besonders charakteristisch gibt er das Vorkommen von Meeresalgen (Fucoiden) und das Fehlen versteinerter Meerestiere an. Auch noch 1888 hält er in seiner Geologie von Bayern Band I. daran fest. Er schreibt (S. 924): „Obwohl grössere Komplexe der sog. Flyschbildung dem cretacischen und eocänen Systeme zugezählt werden", fügt aber hinzu: „das eigentümlichste und charakterischteste Glied der südeuropäischen Oligocänablagerungen ist die sogen. Flyschbildung. Auf die Vertretung des Bartonien legt er somit anscheinend keinen Wert mehr. Auch später (1894) im zweiten Band will er sich von dieser Auffassung nicht trennen, da aber inzwischen Joh. Walther am Schliersee Inoceramen und Joh. Böhm bei Siegsdorf unzweifelhafte Kreideversteinerungen im Flysch aufgefunden hatten, so gab ihm das, wenn auch mit sichtlichem Widerstreben, zu der Bemerkung Veranlassung, dass einiger Flysch doch cretacischen Alters sein könnte. Ich hatte statt dessen von Anfang an den Flysch für eine besondere Sedimentbildung erklärt, die aber zeitlich nicht auf eine

[1]) Geognostische Beschreibung des bayr. Alpengebirges.

bestimmte Periode beschränkt war, schon in der Kreide besonders in den Karpathen und im Apennin ihren Anfang nahm und in der Schweiz nachweisbar noch im unteren Oligocän anhielt. Was E. Fraas 1892 in seiner Szenerie der Alpen darüber geschrieben hat, deckt sich ungefähr mit dem, was er vorher in meinen Vorlesungen gehört hatte. Ich will damit nicht sagen, dass er diese Weisheit von mir erhalten hat, denn die ist ja viel älter, sondern es soll dies nur dartun, dass in München die jüngeren Geologen eine Auffassung über den Flysch gewannen, die mit derjenigen Gümbels nicht übereinstimmte und dass dieser damit schliesslich vollständig isolirt dastand.

Bernhard Studer hat 1827 den Namen Flysch in die Wissenschaft eingeführt, er fasste ihn aber anfangs mehr petrographisch auf und wandte ihn 1839—44 auf „stratigraphisch noch nicht fest bestimmte Schiefer" an, „um kürzer und ohne hypothetische Nebenbedeutung zu benennen, was E. de Beaumont und Sismonda Terrain jurassique modifié oder métamorphique, die Oesterreicher später Thon- und Kalkglimmerschiefer, Lory schistes lustrés, Gerlach Glanzschiefer, Theobald Casannaschiefer genannt haben." Später 1848 wählte er dafür den Namen „Graue Schiefer" und beschränkte den Flysch auf die eocänen Fucoidenschiefer und -sandsteine, welche entweder die Nummuliten- oder die Kreideschichten direkt überlagern. In den Ostalpen erkannte man dann, dass der Flysch in den sogen. Wiener Sandstein übergehe, der seinerseits wieder in die Karpathen fortsetzt und dort grosse Mächtigkeit erlangt. Zugleich stellte sich aber heraus, dass er nur teilweise unzweifelhaft dem älteren Tertiär angehört, während das Vorkommen von Inoceramen einen anderen Teil sicher in die obere Kreide verweist, und in den Karpathen sogar Versteinerungen der unteren Kreide darin angetroffen werden. Diese Ergebnisse sind in leicht zugänglichen Werken wie Hauers Geologie der österr.-ungar. Monarchie 1878 und Hochstetters Geologie 1886 in zutreffender Weise zusammengefasst worden und was ich seit 1884 in meinen Vorlesungen darüber vorgetragen und Fraas 1892 geäussert hat, war somit nichts neues. Im „geol. Querschnitt durch die Ostalpen" habe ich 1894 zum erstenmal im allgemeinen meine Ansicht über das Alter des alpinen Flysches veröffentlicht (S. 88—90) und keinen Zweifel darüber gelassen, dass ich diese Bildung als eine Facies auffasse, die sowohl in der Kreide wie im älteren Tertiär zur Entwicklung kam.

Für den speziellen in Betracht kommenden Flysch des Benediktengebirges lehnte ich damals ausdrücklich in Ermangelung sicherer Leitfossilien eine genauere stratigraphische Bestimmung ab. Erst 1900 hat der Fund eines Inoceramus Cripsi bei Tölz darüber Aufklärung gegeben, dass wenigstens ein Teil eben dieses Flysches zur Kreide gehört. Im Jahre 1898 hat mich („Geotektonisches Problem der Glarner Alpen" S. 82—88) der Glarner Flysch beschäftigt und ich habe denselben in einen eocänen und oligocänen Teil auseinanderzulegen versucht, aber zugleich habe ich auf eine flyschartige Ablagerung aufmerksam gemacht, die jedoch Gryphaea vesicularis führt und darum ins Senon gestellt werden müsse. Ich fügte hinzu: „Nach der Gesteinsbeschaffenheit gehören diese Schichten jedoch bereits zum Flysch und es zeigt sich also auch hier, dass die *Flyschfacies* nicht auf das Tertiär oder einen bestimmten Zeitabschnitt des Tertiärs beschränkt war."

Die Auffassung, dass der Flysch eine Facies und kein besimmter geolog. Horizont sei, wurde zu dieser Zeit eigentlich von allen Geologen, die sich eingehender mit ihm beschäftigt hatten, geteilt, mit Ausnahme von Gümbel, der aber, wie erwähnt, auch schon nach dieser Richtung hin einige Nachgiebigkeit gezeigt hatte. Um so erstaunter war ich bei Steinmann 1895 zu lesen: „Nach der jetzigen Auffassung gehören die ausschliesslich Algen führenden Flyschgesteine nicht dem Eocän, sondern dem Oligocän an. Die „Bündner Schiefer" dieses Gebietes können daher am zweckmässigsten als Oligocänflysch bezeichnet werden." Viel schroffer als Gümbel selbst nimmt hier Steinmann Gümbels Stellung ein und behauptet, dass aller Flysch des Allgäus und der Nordschweiz „sicher" oligocän sei und dass die Fucoiden wie Chondrites intricatus, Targioni, affinis, samt ihrer Vergesellschaftung mit Helminthoiden und Palaeodictyen für den oligocänen Flysch Leitfossilien seien. Da er auch 1897 an dieser Altersbestimmung festhielt, fühlte ich mich veranlasst, in meinen Alpenforschungen I 1900 (auf S. 52) folgendes zu schreiben: „Ueber das genauere Alter des Flysches ist es schwer im Gebiet des Prätigaus einen Anhaltspunkt zu gewinnen . . . . Gleichwohl besteht die Wahrscheinlichkeit, dass im Bregenzer Wald der Flysch jünger als das mittlere Eocän ist, also vielleicht das obere Eocän oder das Oligocän vertritt.

[1]) Geol. Beob. in d. Alpen 1895.

Im Prätigau könnte er hingegen auch tiefere Horizonte des Eocäns und selbst die obere Kreide vertreten. Es ist deshalb jedenfalls vorsichtiger nicht vom Oligocänflysch zu reden, da ja nach den neueren Untersuchungen *unbedingt* angenommen werden muss, dass in den östlichen Nordalpen die Flyschfucoiden bis in die oberste Kreide mit Inoceramen heruntergehen."

Als ich dann von Herrn Lorenz erfuhr, dass er einen Teil dieses Flysches wirklich als Kreideflysch erkannt hatte, so war ich darüber nicht nur nicht erstaunt sondern sogar erfreut, dass meine Voraussage so bald sich bestätigt hatte, aber zugleich war ich gespannt darauf, wie Lorenz sich mit der so bestimmten gegenteiligen Ansicht seines Lehrers abfinden werde. Da trat jedoch etwas ganz unerwartetes ein. Lorenz schreibt 1901 (S. 6 u. 24): „Rothpletz sieht in der flyschartigen unteren Kreide Oligocän" und „Er stützt sich dabei auf Algenfunde und ist in dem Glauben, diese seien hinreichend, uns das tertiäre Alter von flyschartigen Schiefern zu beweisen." Ein merkwürdiges Qui pro quo! Beide Sätze waren vollkommen richtig, sobald Lorenz statt Rothpletz Steinmann setzte. Da ich wusste, dass Lorenz durch seine Abreise nach den Malayischen Inseln mit der Ausarbeitung seiner Arbeit ins Gedränge gekommen war, so hätte ich gerne einen Lapsus calami zur Erklärung jener Verwechselung angenommen, aber alsbald wurde mir dieser Ausweg abgeschnitten. Steinmann selbst hat in einer Besprechung der Lorenz'schen Arbeit im Zentralblatt des Neuen Jahrb. 1902 (S. 122) diese Verwechselung wiederholt. Ich musste daraus schliessen, dass meine Stellungnahme in der Flyschfrage beiden Autoren gänzlich unbekannt geblieben ist und als Lorenz wieder nach Deutschland zurückgekehrt war, habe ich ihn schliesslich auf seinen Irrtum aufmerksam gemacht. Das Ergebnis unseres Briefwechsels war folgende Erklärung, die mir Herr Lorenz mit der Erlaubnis zu ihrer Veröffentlichung gab. Er schreibt: Ich habe nochmals Ihre und meine Arbeit durchgesehen und danach klar erkannt, dass Sie den Flysch des Falknisgebietes *nicht* für oligocän erklärt haben. Sie betonen ausdrücklich, dass es wahrscheinlich ist, dass der Flysch bis zur oberen Kreide hinunter reicht. In diesem von Ihnen als Flysch bezeichneten Schichtenkomplex liegen die nach Ihnen so charakteristischen Flyschfucoiden. Es ist also ein Irrtum von mir, wenn ich behaupte, Sie hätten den Flysch des Falknisgebietes für

oligocän erklärt. Nach Ihnen schwankt die Altersbestimmung des Flysches zwischen oberer Kreide und Oligocän. Wenn ich die Bemerkung gemacht habe, Sie hielten den Flysch für tertiär oder oligocän, so geschah dies nur, um zu zeigen, dass Sie unter Flysch eine junge marine Formation und keine Facies verstehen. Sie gebrauchen Flysch als Gegensatz zu Lias. Und Sie glauben durch Fucoidenfunde bestimmter Art Lias von der Flyschformation unterscheiden zu können. Dagegen war die Bemerkung auf S. 6 bei mir gerichtet. Meinen unteren Kreide-Flysch haben Sie für Flysch und an anderer Stelle für Lias gehalten."

Durch diese Erklärung betrachte ich das Missverständnis als aufgeklärt und ich hoffe, dass Lorenz sich inzwischen auch noch davon überzeugt haben wird, dass ich ganz wie er den Flysch als eine Facies aufgefasst habe. Die wirklichen Differenzen, die mit Bezug auf Flysch und Lias zwischen uns bestanden und z. T. auch heute noch bestehen, sind darin gelegen, dass er einen Teil meines Lias noch zum Flysch gestellt hat und dass er den Rest meines Lias ins Tithon versetzt. Der Lias ist auf seiner Karte überhaupt ganz aus dem Falknisgebiet verschwunden und nur im Text wird ihm ein unbestimmter Anteil als möglich zuerkannt wegen der älteren Funde eines Harpoceras und einer Waldheimia subnumismalis.

Gehören die Ablagerungen, welche Lorenz als untere Kreide bezeichnet, wirklich dahin und repräsentirt die Tristelbreccie das Urgoaptien? Die Versteinerungen, die ihn zu dieser Auffassung geführt haben, sind folgende: *Orbitulina lenticularis* in zahlreichen Fragmenten in der Tristelbreccie, „zwei gut erhaltene Exemplare von *Belemnites subfusiformis* Rasp. in braunem Sandkalkschiefer unterhalb der Hinteren Grauspitz." Ausserdem kommen noch eine Reihe anderer Versteinerungen vor, die jedoch für die genauere Altersbestimmung nicht zu verwerten sind: spezifisch unbestimmbare Belemnitenfragmente in der Tristelbreccie im Hochtal von Jes, Lituola spec. Diplopora Mühlbergi, und eine Anzahl typischer Flyschfucoiden (Phycopsis arbuscula, affinis, intricata und Targioni).

Im ganzen haben wir somit nur zwei Arten, welche für das Alter dieser Ablagerungen beweisend sind. Die Orbitulina scheint nicht allzu selten in der kleinstückigen Tristelbreccie vorzukommen, doch ist bis jetzt kein einziges ganzes Stück erhältlich gewesen und die meisten Frag-

mente sind als Orbitulinen erst im Dünnschliff zu erkennen. Ich verdanke dem Entgegenkommen Steinmanns einen Einblick in das Material und die Dünnschliffe, auf die sich die Bestimmung gründet. Zum Vergleich hat Lorenz die zwei gewöhnlichsten Arten, die lenticularis aus dem Aptien und die concava aus dem Cenoman herangezogen. Ob es notwendig ist, dass die fraglichen Exemplare gerade einer dieser beiden Arten angehören müssen, erscheint jedoch mindestens zweifelhaft. Dass die concava in den bayr. Alpen stellenweise sehr gross wird, gibt uns ebenfalls bei Bestimmung der Fragmente keinen genügenden Anhaltspunkt. Als Unterschied in der mikroskopischen Struktur führt Lorenz *nur* an, dass concava einen höheren Grad der Kammerteilung, die zu einer komplizirten Septalverästelung führt, habe. Ich muss aber gestehen, dass dieses Merkmal von zweifelhaftem Wert ist und dass es mir nicht möglich war, zwischen den Lorenz'schen Präparaten und solchen der echten O. concava, wie wir sie in der Münchner Sammlung haben, einen greifbaren spezifischen Unterschied festzustellen.

Was nun den Belemnites subfusiformis betrifft, so habe ich die beiden Exemplare gesehen. Sie liegen nicht in der Tristelbreccie und können somit für deren Alter nichts beweisen. Auch Fucoiden fehlen. Das eine Exemplar liegt in einem sandigen, das zweite in einem glimmerreichen körnigen dunklen Kalkstein. Beide schauen nur mit einer Längsseite aus dem Gestein heraus und soweit sie das tun, ist ihre ursprüngliche Oberfläche nicht mehr intakt. Ob sie eine ventrale Längsfurche besitzen oder nicht, ist deshalb nicht zu entscheiden. Auch der Alveolarteil fehlt beiden. Man kann also nicht einmal sagen, ob sie zu den canaliculaten oder paxillosen Belemniten gehören. Die Bezeichnung als B. subfusiformis hat mithin keinen Wert. Sehr gut möglich ist es, dass sie liasische Paxillosen sind und damit würde auch das Muttergestein übereinstimmen, welches durchaus von der Art der Gesteine ist, die ich seinerzeit zur Allgäufacies und in den Lias gestellt habe. Für einen Teil des Lorenz'schen Kreideflysches ist somit auch heute noch das liasische Alter nicht ausgeschlossen. Die Tristelbreccie hingegen ist sicher Kreideflysch, aber ob Aptien oder Cenoman bleibt unentschieden. Die Belemniten-Bruchstücke, die Lorenz in der Breccie selbst gefunden hat, sind alle mehr oder weniger verkieselt und zeigen sehr deutlich eine ventrale Längsfurche. Ob sie zu den klastischen

Bestandteilen der Breccie gehören und von älteren Ablagerungen abstammen, lässt sich nicht sicher feststellen.

Weitaus den grössten Teil des Flysches stellt Lorenz in das ältere Tertiär, er bezeichnet ihn bald als „Tertiärflysch, vermutlich Oligocän", bald kurzweg als Oligocänflysch. Wie unterscheidet er diesen von seinem Kreideflysch? Neben den Fucoiden und Helminthoiden fehlen sichere Leitfossilien ganz. Nur einmal hat er bei der Goldrosenhütte unterhalb Lünereck in einem feinen breccienartigen Sandstein ein, wie er vermutet, „verrolltes" Exemplar von Orbitoides, das spezifisch nicht bestimmbar war, gefunden. Da dieses Genus jedoch schon in der oberen Kreide auftritt, so sehe ich nicht ein, wie man darauf das oligocäne Alter dieses Sandsteines oder gar des ganzen Prätigauer Flysches gründen darf. Denn auch in diesem Flysch kommen Breccien vor, ähnlich der Tristelbreccie, nur dass noch keine Orbitulinen darin gefunden worden sind. An mehreren Stellen seiner Karte hat Lorenz Oligocän- und Kreideflysch in unmittelbarem Kontakt eingetragen, er sagt uns aber nicht, nach welchen Kriterien er die Grenzlinien gezogen hat. Ich vermute, dass dies nur Opportunitätsgrenzen sind.

b. Das Tithon und die Couches rouges.

Es ist Lorenz geglückt, das Tithon, welches so mächtig im Osten ansteht, auch noch westlich von den Kirchlispitzen an einigen Punkten des Valser Tales und im Fläschertäli auf der Südseite des Falknisgipfels nachzuweisen. Besonders an letzterem Orte hat er aus einem hellfarbigen Kalkstein, der dem der Sulzfluh auffällig gleicht, eine gute Tithonfauna gewonnen. Lima latelunulata, Placunopsis tatrica, Spondylus globosus, Diceras Luci, Prosopon marginatum vergesellschaftet mit Nerineen, Korallen und Kalkschwämmen lassen über das Alter dieses Kalkes keinen Zweifel übrig. Dass in der Tat im Falknisgebiet Tithon in dieser Facies miteingefaltet ist, habe ich schon 1900 nachgewiesen. Aber auch im Wong fand ich die Nerineen in einem hellfarbigen Kalkstein und nicht in der Falknisbreccie. Lorenz hingegen schreibt (S. 28): „Nunmehr ist es mir geglückt, das tithonische Alter der Falknisbreccie durch eine reiche Fauna festzulegen". Was er dann aber davon anführt, stammt, soweit die spezifische Bestimmung gesichert ist, nicht aus der Breccie sondern aus dem „Sulzfluhkalk." Ich fand unter seinem Material allerdings auch

einen „Belemniten (spec. indet.) aus Tithon oberhalb Sarina“, also aus der Nähe jenes reichen Tithonfundortes, und der liegt in einem grauen schwach brecciösen (mit kleinen gelben Dolomitbruchstückchen) Kalkstein. Die dem Rostrum eingesenkte Alveole ist noch sichtbar, das Rostrum ist nach hinten etwas angeschwollen, aber eine Ventralfurche lässt es nicht erkennen. Dieser Belemnit könnte somit ganz gut liasisch sein. Jedenfalls beweist er nichts für das tithonische Alter der Breccie und ist mit Unrecht im Verzeichnis der sicheren Tithonfossilien (S. 29) mitangeführt.

Ausser spezifisch unbestimmbaren Belemniten (S. 26) hat Lorenz in der Falknisbreccie zum öfteren eine Foraminifere gefunden, für die er das Genus Clapionella aufstellt. Dieselbe Form hat er dann in Dünnschliffen tithonischer Gesteine aus z. T. weit entlegenen Teilen der Alpen aufgefunden und betrachtet sie nun als ein Leitfossil. Im Querschnitt erscheint diese einkammerige Form kreisrund, im Längsschnitt zeigt sie bei der Mundöffnung eine kurze aber sehr breite halsförmige Verlängerung. Ihr Wert als Leitfossil erscheint mir mehr als zweifelhaft.

Ich fasse also zusammen, dass die grauen sandigen und die hellgrauen hornsteinführenden Kalksteine und Mergel, welche die Falknisbreccie in sich einschliessen, bisher ausser dieser Foraminifere nur eine Anzahl von Belemniten geliefert haben und dass von diesen keiner eine Ventralfurche zeigt und alle sehr wohl zu liasischen Arten gehören können. Ich halte deshalb das liasische Alter dieser Gesteine nach wie vor für das wahrscheinlichere.

Neben den seltenen Nerineenkalken kommen im Falknisgebiet aber noch sehr weit verbreitet hellfarbige z. T. auch rötlich gefärbte plattige bis dickbankige, foraminiferenreiche Kalksteine vor. Ich habe sie aus verschiedenen Gründen, trotz fehlender Leitfossilien, 1900 für Tithon angesprochen. Lorenz hält sie für obere Kreide, weil sie „im westlichen Rhätikon in normalem und *ungestörtem* Profile auftreten und Schichten überlagern, deren Alter — Urgo-Aptien — durch Leitfossilien unstrittig erwiesen ist.“ Wie es freilich möglich sein soll, im Falknis ein ungestörtes Profil aufzufinden, das gibt uns Lorenz leider nicht an. Aber wenn man die ungeheuerlichen Verrenkungen ansieht, die in seinen Profilen die Schichten machen, dann kann man wohl ahnen, was er unter einem „ungestörten Profil“ versteht. Wenn ich also einerseits diesen Beweisgrund als solchen nicht anerkennen kann, so muss doch anderseits zugegeben

werden, dass der Reichtum an Foraminiferen und ebenso auch von Inoceramenschalen sehr wohl mit obercretacischem Alter vereinbarlich ist. Ausser diesen Fossilien hat aber Lorenz nur zwei Belemniten darin gefunden, die leider ebenfalls spezifisch nicht bestimmbar sind. Doch sagt er von einem: „Ich halte es für ein Jugendexemplar von Belemnitella mucronata Schloth., doch ist die Bestimmung nicht sicher.“ Er verweist dabei auf Schlüters Palaeontographica Bd. 24 Taf. 55 Fig. 3. Das Stück zeigt noch die Alveolarhöhle, ist, wenn man die querdurchsetzenden Calcitadern abrechnet, 7 cm lang, vorn 7 mm breit und somit 12 mm länger als das Schlüter'sche Exemplar. Gleichwohl ist nichts von der Alveolarspalte zu sehen, die bei diesem gut entwickelt erscheint. Ein anderes Stück ohne Alveolarhöhle ist 3 cm lang und 1 cm breit. Während das erste nach hinten recht spitz zuläuft, verjüngt sich das andere kaum und ist hinten stumpf abgerundet. Eine besondere Beziehung zur Belemnitella mucronata lässt sich somit nach keiner Richtung hin auffinden.

Wie sehr übrigens Lorenz selbst mit dieser Altersbestimmung im weiteren Verlauf seiner Untersuchungen in Verlegenheit kam, beweisen seine Profile durch die Kirchlispitzen, wo das Tithon ein Gewölbe bildet, das mantelförmig von den couches rouges umgeben, seinen First vertikal nach unten in den Flysch bohrt und seine Wurzel zum Himmel kehrt, ähnlich einem Menschen, der sich auf den Kopf gestellt hat.

c. Die Trias.

„Ich habe“, schreibt Lorenz S. 33, mir eine eingehende Untersuchung der Trias nicht zur Aufgabe gestellt, weswegen ich sie auf der geol. Karte nicht weiter gegliedert habe.“ Gleichwohl macht er in dieser Beziehung im Text einige Angaben, die ich nicht unbesprochen lassen kann. Auch er hat die Rauhwacken der unteren Trias zwischen Buntsandstein und Muschelkalk beim Nerrajoche gesehen und sagt darüber: „Rothpletz glaubt in diesen Schichten ein neues Triasglied entdeckt zu haben, das nach ihm bisher als solches noch nicht erkannt war. Ich will nur bemerken, dass R. diese Priorität nicht zukommt. Jennings erwähnt bereits unter dem Muschelkalk einen Rauhwackehorizont.“ Wenn Lorenz die Triasliteratur besser gekannt hätte, würde er nicht für Jennings, sondern für Gümbel,

Hauer und viele andere ältere Autoren haben eintreten können. Ich habe aber in Wirklichkeit gar nicht daran gedacht ein Triasglied, das schon seit mehr als 50 Jahren bekannt ist, als neu aufzustellen, sondern nur festgestellt, dass dasselbe als solches bisher *im Rhätikon noch nicht* beobachtet worden war.

Dahingegen hat Lorenz etwas wirklich neues für die Trias aufgestellt, indem er zwei Facies bezirke darin unterscheidet (S. 33): einen südlichen gipsführenden mit lückenhafter Ausbildung und einen nördlichen gipsfreien mit voller Entwickelung. Letzteren nennt er die Triasprovinz Vorarlbergs, in der „bedeutende Gipsvorkommnisse unbekannt" sind, ersterer sei ausgezeichnet nicht nur durch die Gipslager, sondern auch durch seine Streifenschiefer und flyschartige Gesteine.

In Wirklichkeit verhält sich die Sache so, dass in seinem südlichen Bezirk allerdings am Gleckkamm ein Gipslager vorkommt, das aber nach Mächtigkeit und Ausdehnung von den Gipslagern im nördlichen Rhätikon weit übertroffen wird. Ferner stehen die angeblich triasischen Streifenschiefer und flyschartigen Gesteine in keiner direkten Beziehung zu diesem Gipslager der südl. Provinz und sie sind bisher überhaupt von keinem Autor als triasisch angesprochen worden. Theobald hat sie teils dem Bündnerschiefer, teils dem Lias zugezählt, obwohl gerade dieser Autor den Begriff der Streifenschiefer aufgestellt hat. Derselbe schreibt 1863: „Mit dem Namen Streifenschiefer bezeichne ich eine im inneren Bünden oft vorkommende Schichtenreihe. Es liegen diese Schiefer gewöhnlich unter dem Vigloriakalk . . . nach unten liegen sie entweder auf der unteren Rauhwacke oder auf Kalkbänken und Dolomiten, welche . . . den unteren Guttensteiner Kalk repräsentieren . . . Fossilien hat dieser Schiefer noch nicht geliefert." Es ist also vollkommen klar, dass nur durch die Ueber- und Unterlagerung von sichergestellten Triashorizonten das Alter dieser Schiefer bestimmt werden kann, die an sich und in sich keinerlei das Alter anzeichende Merkmale besitzen. Schon 1900 habe ich indessen nachzuweisen versucht, dass gerade im inneren Bünden Theobald sich in der Bestimmung der liegenden Dolomite und des hangenden Muschelkalkes geirrt hat, dass jene Rötidolomit sind, dieser wenigstens an vielen Stellen Tithonkalk ist, dass somit seine Streifenschiefer gar nicht als unterer Muschelkalk zu erweisen sind. Ohne Rücksichtnahme darauf hat Lorenz

gleichwohl den Theobald'schen Begriff des Streifenschiefer wieder aufgenommen und so dürfen wir wohl erwarten, dass er gute palaeontologische Gründe dafür hatte. Leider hat er sich aber darüber nicht ausgesprochen. Er sagt nur S. 33: „Die Basis des Muschelkalkes ist manchenorts als sog. Streifenschiefer ausgebildet. Es sind flaserige Kalkschiefer, die durch allmählichen Uebergang mit dem schwarzen hornsteinreichen unebenflächigen Muschelkalkschiefer verbunden sind." Es gründet sich also auch bei ihm die Altersbestimmung lediglich auf die Ueberlagerung durch zweifellosen Muschelkalk. Sehen wir uns jedoch daraufhin seine Profile an, auf die er selbst dieserhalb verweist, so findet man kein einziges, in dem Streifenschiefer mit Muschelkalk zusammen vorkommt. Immer legt sich zwischen beide eine Zone von Flysch oder Tithon. Dazu kommt noch, dass er selbst die Schwierigkeit betont, die ihm die Unterscheidung seiner Streifenschiefer von dem Flysch bereitet hat und dass er nur an einem Punkt (Anmerk. S. 60) diese flyschartigen Schiefer in typisch pechschwarzen Muschelkalk übergehen sah. Sehen wir uns aber seinen Muschelkalk der „Quetschzone" näher an, dann wird auch dieser sehr zweifelhaft. Er erwähnt keine einzige Versteinerung daraus und es scheint, dass die dunkle Farbe des Kalkes und seine Hornsteinführung allein es waren, die ihn verleiteten darin Muschelkalk zu sehen. Unter diesen Umständen bin ich gezwungen, alle die kleinen Schollen von Muschelkalk und Streifenschiefer, die er im Flyschgebiet südlich der grossen zusammenhängenden Triasmasse des Rhätikon auf seiner Karte eingezeichnet hat, als ganz unsicher zu erklären. Von dem Streifenschiefer am Kessikopf nördlich des Ofenpasses bin ich sogar ganz sicher, dass er echter Flysch ist, weil ich die Flyschfucoiden darin gefunden habe (1900 Fig. 24 S. 85).

d. Die Tektonik des Falknisgebietes.

Wenn die Profile, welche Lorenz gegeben hat, ganz anders aussehen als die meinigen, so ist das nach dem Vorausgehenden nur allzu begreiflich, aber dennoch besteht in einer Hinsicht Uebereinstimmung. Auch er nimmt grosse Ueberschiebungen und in den Schubmassen starke Faltung zu meist liegenden Sätteln und Mulden an. Im einzelnen freilich ist der Unterschied ein fast beständiger, aber es will mir erscheinen, dass die viel gründlichere Untersuchung.

die Lorenz diesem Gebiete hat widmen können, und die ihn manches hat beobachten lassen, was mir entgangen ist oder wohin ich überhaupt gar nicht gekommen bin, ihn doch in vielen Fällen vor Konstruktionen nicht bewahrt hat, die den Beobachtungen Zwang antun. Ich will hierbei von seinen Quetschzonen ganz absehen, weil ihm dort die Notwendigkeit seine Arbeit vor der Zeit abzuschliessen und das, was ich seine stratigraphischen Fehlgriffe nennen möchte, hinderlich im Wege standen. Aber auch am Falknis selbst hat er Ueberschiebungsflächen eingezeichnet, die wenigstens zum Teil als solche nicht beobachtet sein können. Auch ich habe die Gyrenwand oft betrachtet und abgezeichnet, aber wenn durch sie mitten hindurch wirklich eine Ueberschiebungsfläche hindurchschneiden würde, so müsste man doch etwas davon bemerken können. In seiner Ansichtszeichnung (Fig. 12 S. 55) hat er sie auch in der Tat nicht eingezeichnet, sondern einfach einen breiten Raum zwischen dem Flysch rechts und dem „Tithon“ links weiss gelassen. Aber in Wirklichkeit sieht man auch in diesem Raum ganz gut die Schichtenfaltungen sich fortsetzen und in einander übergehen. Ueberhaupt vermisse ich bei allen seinen Ueberschiebungen den Nachweis der für Schubflächen charakteristischen Begleiterscheinungen. Und was soll man endlich von der pilzförmigen Schubmasse auf Profil 7 Taf. III halten?

Ich bin weit davon entfernt die Existenz von Ueberschiebungen in diesem so stark gefalteten Gebiete in Abrede zu stellen oder die Genauigkeit der von mir seinerzeit gegebenen Profile zu behaupten. Aber das von Lorenz gebotene kann mich vorerst auch nicht befriedigen.

2. Das Gebiet von Arosa.

Die Umgebung von Arosa ist von Henry Hoek zum Gegenstand einer Spezialaufnahme gewählt worden. Er hat darüber einen eingehenden Bericht 1903 erstattet, aber die Veröffentlichung der Karte selbst hat sich durch seine Reise nach Süd-Amerika verzögert. Seine Profile, die er mitgeteilt hat, weichen von den meinigen nicht unerheblich ab, doch lehrt ein genaues Studium seiner Arbeit, dass die Differenzen hauptsächlich durch die Verschiedenheit unserer stratigraphischen Auffassung bedingt sind. Diese geht aus der Gegeneinanderstellung der von uns angenommenen Schichtenfolge am besten hervor:

	Nach mir:	nach Hoek:
Tertiär Kreide	Flysch	Tertiär-Flysch Cenoman-Breccie
Jura	Pretschkalk Lias	Radiolarit und Pretschkalk Lias
Trias	Koessener Sch.	Koessener Schichten
	Obertrias. Dolomit	Hauptdolomit Raibler Rauhwacken Wettersteinkalk u. Dolomit
	Muschelkalk	Muschelkalk
	Rauhwacke u. Gips Buntsandstein	Untere Rauhwacken Buntsandstein
Perm	Quartenschiefer u. Radiolariengestein Rötidolomit Verrucano	Verrucano
	Kryst. Schiefer	Krystallines Grundgebirg.

Mein Rötidolomit ist bei Hoek Hauptdolomit und Raibler Rauhwacke, meine permischen Quartenschiefer sind dort oberjurassischer Radiolarit, mein obertrias. Dolomit ist Hoeks Wettersteinkalk und -Dolomit, seine Cenomane Breccie liegt bei mir im Lias. Von seinem Buntsandstein in der „Aufbruchszone“ sagt Hoek selbst (S. 13), dass „er sonst nur als weisser Quarzit unbestimmten Alters zu bezeichnen wäre.“ Die starke Pressung habe ihn so umgewandelt, und nur durch seinen kontinuirlichen Zusammenhang mit typischem grobkörnigem Buntsandstein lasse er sich als solchen erkennen. Er liegt zwischen dem Grundgebirge und einem Dolomit, der, weil er über jenem Sandstein liegt, als triasisch bewiesen gilt und ohne weiteres für Hauptdolomit erklärt wird. Ich finde diese Beweisführung nicht kräftig, da alle drei Gesteinsarten keine Versteinerungen führen, der Buntsandstein nicht wie solcher aussieht und der angebliche Hauptdolomit von dem echten ebenfalls petrographisch verschieden ist. Wer das letztere nicht zugeben will, scheint mir unseren Hauptdolomit nicht genügend zu kennen. Auffällig ist hingegen die petrographische Aehnlichkeit dieses Dolomites mit dem Rötidolomit der Glarner Alpen; er ist auch wie dieser niemals bituminös, was der Hauptdolomit in der Regel ist.

Ferner wird der echte Rötidolomit durchweg von weissen Quarziten, rotem Quartenschiefer und Rauhwacken, oft auch von Gipslagern begleitet. Die roten Schiefer mehren sich als Einlagerungen nach oben und herrschen schliesslich fast nur noch allein. Die Rauhwacken und Gipse bilden Einlagerungen meist zu unterst, oder sie ersetzen auch den ganzen Dolomit. Die weissen quarzitischen Gesteine bilden bald kleine, bald grössere Einlagerungen im Dolomit. Alle diese Eigentümlichkeiten kehren auch bei Arosa wieder und nicht nur dort, sondern durchweg im Bündner Land. Ich halte mich darum für vollkommen berechtigt, diese Bildungen in den Begriff des Rötidolomites einzubegreifen und muss Namen wie Hauptdolomit als irreleitend ablehnen. Schwierig ist freilich die Altersbestimmung dieser Gesteinsserie, weil sie ausser den Radiolarien die in den roten Schiefern vorkommen, keine Versteinerungen bisher geliefert haben. Man weis nur, dass diskordant auf ihnen abwechselnd der Lias und die Koessener Schichten gefunden werden. An der Cotschna habe ich auch Buntsandstein und die untere Rauhwacke mit Gips darüber liegend beobachtet und daraus auf vortriasisches Alter des Dolomites geschlossen, aber von mancher Seite will man diese Stelle nicht als beweiskräftig gelten lassen, weil dort alles sehr stark gefaltet und gestört sei. Somit könnte man immer noch annehmen, dass dieser Dolomit, von dem allgemein nur zugegeben wird, dass er älter als das Rhät ist, mit dem Hauptdolomit trotz seiner petrographischen Verschiedenheit dennoch gleichalterig wäre. Dagegen habe ich jedoch zwei weitere Argumente ins Feld zu führen. Erstens wenn dieser Dolomit wirklich dem Hauptdolomit entspräche, dann müsste er doch da, wo in dieser Gegend die Trias noch in normaler Lagerung auftritt, über dem Muschelkalk bez. den Vertretern der unteren Abteilung der oberen Trias, welche Hoek als Wettersteindolomit und Raibler Rauhwacken bezeichnet, liegen. Das ist aber nicht der Fall. Hoek führt zur Erklärung dieser auffallenden Tatsache an, dass die Erosion innerhalb der normalen Faltungszonen überall die Trias in dem hangenden Schenkel soweit abgetragen habe, dass die Koessener Schichten und der Hauptdolomit verschwunden seien, während letzterer im liegenden d. h. überkippten Schenkel noch überall unter dem Wettersteindolomit liege, wenn schon auch da die dazwischen zu erwartenden Raibler Rauhwacken fehlen. Ist nun schon dies letztere Eingeständnis recht merkwürdig, so wächst unser Erstaunen

noch mehr, wenn wir sehen, dass in Hoeks Profilen in den überkippten Schenkeln nicht nur die Raibler, sondern auch die Koessener Schichten vollständig fehlen, welche den angeblichen Hauptdolomit doch begleiten sollten. Dieser angebliche Hauptdolomit, der aber petrographisch nicht wie Hauptdolomit aussieht, steht somit im Gebiet des „normalen Faltenbaues" weder mit Raibler noch mit Koessener Schichten in Verbindung und es fehlt ihm somit gerade das, was allein seine Altersbestimmung ermöglichen würde.

Zweitens steht dieser Dolomit mit weissen quarzitischen Sandsteinlagen und roten Quartenschiefern in so häufiger Wechsellagerung, dass man alle zusammen als eine Formation aufzufassen gezwungen wird und ausserdem hängt er nach unten mit dem Sernifit fest zusammen, dass man den Dolomit als hangendes Glied des Sernifites bezeichnen muss. Noch niemals sind zwischen beiden Gesteinslagen angetroffen worden, die man als Muschelkalk zu deuten berechtigt wäre.

Am Sandhubel allerdings kommt der Sernifit sehr mächtig und typisch entwickelt vor ohne den hangenden Dolomit. Statt dessen liegen darüber die oberen Glieder des Buntsandsteines und der Muschelkalk mit schwarzen Hornsteinen und charakteristischen Versteinerungen. Darauf folgt in grosser Mächtigkeit ein obertriasischer Dolomit, den Hoek als Wettersteindolomit bezeichnet, der aber von dem hier ganz fehlenden „Hauptdolomit" bezw. meinem Rötidolomit durchaus verschieden ist. Somit lässt sich dieses Profil nur dahin deuten, dass die Trias auf dem älteren Sernifit liegt und dass der Rötidolomit fehlt, weil er entweder gar nicht zum Absatz gekommen war oder vor Ablagerung der Trias wieder abgetragen worden ist. In diesem Falle müsste er aber älter als die Trias sein, in jenem Falle könnte er höchstens als eine besondere Facies der Trias, niemals aber als Hauptdolomit gedeutet werden. Damit scheint nun freilich das Profil IV, welches Hoek gezeichnet hat, unvereinbar zu sein. Er hat dort nämlich unter den Sernifit des Sandhubels Rauhwacke, Muschelkalk, Wettersteindolomit und Hauptdolomit, alles in umgekehrter Lagerung befindlich und die Leidfluhwand aufbauend, eingetragen. Damit wäre also unserem fraglichen Rötidolomit doch eine höhere Stellung in der Triasgliederung und eine Vertretung des Hauptdolomites zuzuerkennen. Ich bestreite aber die Richtigkeit dieses Profiles und frage, kommt auf der Höhe der Leidfluh irgend etwas vor, was dem echten Muschelkalk am Fusse des Valbellahornes

gleicht oder Muschelkalk-Versteinerungen führt? Ich antworte darauf mit nein! Was dort ansteht, sind dünnbankige ebenplattige Kalksteine und Dolomite, die stellenweise eine undeutlich erhaltene Lumaschelle darstellen nach Art der Koessener Lumaschelle. Ich habe sie deshalb seinerzeit in diesen Horizont gestellt — und auch noch deswegen, weil ich unter dem „Wettersteinkalk" der Leidfluh die Dolomite mit schwarzen Hornsteinen gesehen hatte, die auf Muschelkalk hinweisen.

Ich komme also zum Schluss, dass wir keine Berechtigung haben, den Dolomit, welchen ich als Rötidolomit bezeichnet habe, für Hauptdolomit zu erklären und dass derselbe besser als etwas besonderes ausgeschieden wird, solange seine Altersbestimmung nicht vollkommen gesichert ist. In dieser Beziehung gebe ich nur zwei Möglichkeiten zu. Entweder gehört er zum Perm und ist älter als die Trias, oder er ist triasisch und vertritt dann als eine besondere Facies einen gewissen unteren Teil der Trias, etwa Muschelkalk bis Hauptdolomit. Diese Alternative besteht ja auch in den Glarner Alpen noch immer. Ich habe mich für das permische Alter entschieden, weil ich für die Annahme des triasischen Alters bisher keinen einzigen Anhaltspunkt gewonnen habe.

Dafür, dass der „Radiolarit", den ich zum Rötidolomit stelle, oberjurassisch sei, konnte Hoek keinen entscheidenden Beweis erbringen. Den Uebergang desselben in Pretschkalk habe ich nicht sehen können. Dort ist nach meiner Auffassung der rote Schiefer durch die Ueberschiebung in Kontakt mit jenem Kalk gekommen, mit dem er genetisch also keinesfalls etwas zu tun haben kann. Ich kenne nun diesen roten Schiefer von so vielen Stellen Graubündens, wo er mit Rötidolomit wechsellagert, dass die Frage nach seinem Alter für mich nicht mehr zweifelhaft ist. Damit entfällt aber zugleich für mich der Grund, jene „Radiolarit" führende Breccie bei Arosa für Kreide bezw. Cenoman zu halten, welcher für Steinmann und Hoek, welche den Radiolarit für oberjurassisch ansahen, massgebend wurde. Hoek hat ohnedem ausdrücklich die Aehnlichkeit der liasischen mit den angebl. cenomanen Breccien hervorgehoben, die sich nur durch Führung bezw. Fehlen des Radiolarit von einander unterscheiden.

Hoek erklärt die Schiefermassen ausserhalb seiner Aufbruchzone, d. h. nach meiner Ausdrucksweise des basalen Gebirges alle für *Tertiärflysch*. Er will keinen Teil derselben als Lias gelten lassen, weil sonst doch auch Radiolarit

damit vorkommen müsste und weil nirgends Hauptdolomit darunter hervorkommt, „der ja stets unter dem Lias Allgäuer Facies ansteht." Dieser Grund hat für mich nichts zwingendes, weil der Radiolarit ja älter als Lias ist und weil Hoeks Hauptdolomit in Wirklichkeit Rötidolomit ist. Dieser aber kommt in der Tat an vielen Stellen als Liegendes der Bündner Liasschiefer im basalen Gebirge zum Vorschein, wie ich das für den Domleschg, die Gegend am Piz Mundaun und bei Tiefenkastel längst nachgewiesen habe. Aber selbst wenn man das nicht berücksichtigen will, so hat doch Paulke im Antirhätikon neuestens den Beweis erbracht, dass dort Kreideflysch über Lias lagert, somit könnte auch der Flysch hier ganz oder teilweise zur Kreide gehören.

Wenn ich nun aber von diesen stratigraphischen Differenzen absehe, dann ergibt sich gleichwohl mit Bezug auf die tektonische Auffassung eine recht gute Uebereinstimmung zwischen Hoek und mir. Mit einer Reihe von dachziegelartig sich deckender Schubmassen ist das Triasgebirge über das basale Bündnergebirge herübergeschoben, wobei die stärksten Unregelmässigkeiten und Verdrückungen am Stirnrand liegen. Der Ausstrich der Schubflächen ist im einzelnen anders gezogen wie bei mir, aber das ist nebensächlich und kann erst geprüft werden, wenn die geologische Karte erschienen sein wird. Auch die Neigung der Schubflächen ist bei Hoek stärker angenommen. Als Maximum der Schubweite berechnet er drei oder höchstens 5 Kilometer, während ich gegen 30 km annehme. Für ihn handelt es sich nur um eine Ueberfaltung des Triasgebirges auf das Flyschvorland. „Im schroffen Gegensatze befinde ich mich", sagt er, „dadurch mit der Auffassung Rothpletz' und Lugeons, welche das gestörte, dem Schiefervorlande aufruhende Bergland als losgelöste weithergeholte Masse deuten." Das ist jedoch nicht ganz so. Ich betrachte die Schubmasse als in vollem Zusammenhang mit dem Silvrettamassiv und überhaupt den Ostalpen stehend. Doch weder ich im Schlusskapitel darauf näher einzugehen haben.

3. Der Bau der rhätischen Schubmasse zwischen Tiefenkastel und dem Albula.

Den Verlauf der Stirnrand der rhätischen Schubmasse auf dieser Strecke habe ich 1900 auf Taf. I hauptsächlich nach der geol. Karte von Theobald eingezeichnet. Ich

hatte nur den Anfang am „Stein“ und das Ende am Lunghino-Pass genauer untersucht und glaubte ohne wesentlichen Fehler die auf jener Karte eingezeichnete Westgrenze der Verbreitung von Trias und Granit auch als Westgrenze der Ueberschiebung ansehen zu dürfen. Im Sommer 1901 hat sich mir dann aber herausgestellt, dass Theobald ähnlich wie im Prätigau auch hier den Rötidolomit durchweg als Hauptdolomit und irgend welche ihn begleitende Schiefer als die übrigen Triasglieder eingetragen hatte. So wurden dann weitere Nachforschungen notwendig.

Als deren wichtigstes Ergebnis stelle ich zunächst fest, dass ein grosser Längsbruch von „Stein“ im Oberhalbsteiner Tal am Südfuss des Tinzenhornes und Piz d'Aëla ins Albulatal läuft, dasselbe unterhalb Naz kreuzt und sich zwischen Muot und Piz Uertsch hindurch unter den Südhängen des Piz Kesch und Griatschouls hin nach Cinuschel zieht. Hier im oberen Inntal trifft sie auf eine andere Verwerfung, die in südlicher Richtung am Westfuss des Piz d'Esen vorbei in die Val Casana, dann nach Osten umschwenkend über den Casanapass nach Livigno läuft. Diese zwei Verwerfungsspalten setzen zugleich der Trias eine Grenze. Südlich bezw. östlich davon findet man sie nicht mehr und nur die Koessener Kalke treten stellenweise jenseits derselben noch auf, aber dann stets dem Rötidolomit diskordant aufgelagert. Die Verschiedenartigkeit der stratigraphischen Zusammensetzung des Gebirges beiderseits dieses Längsbruches ist eine sehr bedeutende und fällt mit einer ebensogrossen tektonischen Verschiedenartigkeit zusammen. Betrachten wir zunächst den nördlichen Gebirgsteil, so gibt uns der tiefe Einschnitt des Albulatales zwischen Filisur und Bergün einen sehr guten Einblick in dessen Bau. Die Unterlage der mächtigen Triassedimente, welche Tinzenhorn, Aëla und Hoch Duncan aufbauen, bilden krystalline Schiefer und Gneisse, welche im Cuolm da Latsch hart an das Albulatal herantreten. Bei Stuls jedoch legt sich an diese Schiefer noch eine Masse von Quarzporphyr an, die sich bis auf die Sohle des Albulatales herab und am jenseitigen Gehänge bis zur Höhe von 1600 m heraufzieht. Die oberflächliche Ausdehnung dieses Porphyrs von Bellaluna beträgt 1300 m im Quadrat und giebt ihm auf den ersten Blick das Aussehen eines Stockes. Aber so regelmässig wird er im Westen und Norden von Buntsandstein überlagert, dass er unzweifelhaft diesen Sedimenten als Unterlage gedient haben, also vortriasisch

sein muss. Ausserdem nimmt dieser harte, feste und massig gebankte rote bis grüne Porphyr im Hangenden einen anderen Charakter an. In den oberen Teilen des wilden und schwer gangbaren Laviner Tobels ist er vorzüglich aufgeschlossen, aber sehr locker und gleicht, obwohl eine deutliche Schichtung fehlt, doch mehr einem Porphyrtuff, als einer Lavadecke.

Schon Theobald hat 1864 (l. c. S. 50 u. 189a) dieses Gestein ganz gut beschrieben und auf seiner Karte eingetragen, nur verlängerte er irrtümlich seine Ausdehnung südlich über den Laviner Tobel hinaus, was mir beweist, dass er diese Schlucht nicht begangen hat. Denn sonst hätte er bemerken müssen, dass dieselbe ziemlich genau die Grenze des Porphyrs begleitet gegen die südlich angrenzenden obertriasischen Dolomite und das Gipslager, welches am untern Ausgang der Schlucht in etwa 1300 m Meereshöhe früher in einem Steinbruch abgebaut worden ist. Später hat Gümbel[1]) das Albulatal besucht und schreibt darüber: „Oberhalb Bellaluna wird auf der Karte das Vorkommen von Porphyr angegeben. Ich konnte hier nichts anderes als porphyrähnliches aber deutlich geschichtetes Trümmergestein der Verrucanogesteine beobachten". Sechs Jahre später allerdings, als er die Stelle ein zweites Mal besucht hatte, beschreibt er[2]) dies Gestein als einen echten Quarz-Orthoklas-Porphyr, der aus deckenförmig ausgebreiteten Lagen oftmals mit zwischengelagerten Porphyrtuffen und breccienartigen Schichten besteht und die ältere Unterlage der Trias bilde. Er stellte zugleich eine eingehendere Beschreibung in Aussicht, die aber unterblieben ist. Tarnuzzer[3]) neigt 1896 zur Ansicht, dass der Porphyr „nicht eruptiv" sei und auch Böse[4]) hat nur „Trümmergestein, aber ohne besonders deutliche Schichtung" gesehen. In Wirklichkeit steht echter harter ungeschichteter Porphyr dicht neben den Ruinen einer alten Eisenschmelze an leicht zugänglichem Orte an. Es ist ein alter Steinbruch neben der Poststrasse, sobald man von Bellaluna kommend, die Brücke überschritten hat in der Richtung nach Bergün. Es liegt nahe, dieses Gestein mit den Quarzporphyren zu vergleichen, welche am Sandhubel bei Arosa und im Glarner Land im Sernifit vorkommen, da auch diese vortriasisch und wahrscheinlich permisch sind.

Ueber dem Porphyr und, wo dieser fehlt, direkt über den krystallinen Schiefern liegt die Trias mit ihrem untersten Gliede, dem Buntsandstein. Er besteht aus einem fein- bis grobkörnigen oft sogar konglomeratartig entwickelten,

---

[1]) Geologisches aus dem Engadin. Jahresber. naturf. Ges. Graubünden 21. Jahrg. 1887.

[2]) Ueber die Mineralquellen von St. Moriz. Sitzb. Akad. Wiss. München 1893 S. 89.

[3]) Geol. Gutachten für die Anlage einer normalspurigen Bahn Chur-Albula-Münster in „Schweizer Bahnen" 1896.

[4]) Zur Kenntnis der Schichtenfolge im Engadin. Zeitschr. u. D. geol. Ges. 1896, S. 595.

meist roten Sandstein. In der Literatur wird er öfters als Verrucano bezeichnet, von dem er sich aber ganz wesentlich unterscheidet. Darüber folgt ein in seiner Mächtigkeit stark wechselnder, aber fast nie ganz fehlender Rauhwackenhorizont, der stellenweise Gipslager einschliesst. Die zellige Rauhwacke wechsellagert mit Dolomitbänken und an den gelben Verwitterungsfarben erkennt man diese Stufe oft schon von ferne. Sie wird gekrönt vom Muschelkalk, der aus dunklen schwarzblauen Kalksteinen und Dolomiten zusammengesetzt ist, die z. T. schwarzen Hornstein führen, meist aber sehr arm an bestimmbaren Versteinerungen sind. Ich fand darin auf Falein Encrinus gracilis und pentagonalis, sowie Bivalvenreste; Gümbel gibt aus dem Albulatal unterhalb Bellaluna Terebratula vulgaris und Böse auch Diploporen an. Dann folgt ein mächtiger Dolomit, der bis jetzt gar keine Versteinerungen geliefert hat, der aber von den Koessener Kalken konkordant überlagert wird und deshalb die obere Trias vertritt. Die Koessener Schichten sind zwar wie die ganze Trias dieser Gegend ebenfalls sehr versteinerungsarm, aber gleichwohl findet man doch bei einigem Zeitaufwand fast stets die entsprechenden Leitfossilien: Dimyodon intustriatum, Gervillia inflata, Terebratula gregaria etc. Obwohl einige ihrer Bänke ebenfalls dolomitisch entwickelt sind, so herrschen die dünnplattigen Kalksteine und schiefrige Mergel doch vor. Auch der darüber liegende dunkle Kalkstein und Schiefer des Lias ist recht arm an Versteinerungen, lässt sich aber gleichwohl durch das Vorkommen von paxillosen Belemniten als solchen erkennen.

Zu beiden Seiten des Albulatales sind diese Schichten nun in folgender Weise angeordnet: auf der rechten Talseite bildet der kristalline Schiefer den inneren Kern einer grossen Triasaufwölbung, in die sich der Stulser Bach auf eine Erstreckung von 4 Kilom. tief eingeschnitten hat. Der Raum, den dieser Schiefer einnimmt, wird begrenzt durch Latsch, Stuls, Stulsergrat und Stulser Alp. Meist steil nach Innen abfallend, legt sich um dieses fast kreisförmige Gebiet ein hoher Wall von Trias, der sich zu den Gipfeln des Prosouch, Bühlenhorn und der Muchetta erhebt. Gegen NO sieht man, wie sich diese triasische Gewölbedecke über den älteren Schiefern vollkommen schliesst und gegen den Hohen Duncan weiterzieht. Von der Höhe des Cuolm da Latsch übersieht man diese tektonischen Verhältnisse, die der Grossartigkeit nicht entbehren, mit einem Blick. Dem ent-

sprechend sollte man nun erwarten, dass sich dieses Gewölbe auch gegen SW in und über den Albula hinaus fortsetze. Dass dem aber nicht so ist, darüber belehrt uns schon das vollständige Fehlen der krystallinen Schiefer auf der linken Talseite. Und wenn wir weiter sehen, dass die steil gestellten meist sogar senkrechten Schichten der Trias, welche sich von der Muchetta über Falein mit südwestlichem Streichen ins Albulatal herüberziehen, dort jählings enden, während auf der andern Talseite dieselben Schichten mit schwachem südwestlichem Einfallen von NW nach SO streichen, also in der Längsrichtung dieses Tales und senkrecht zu den rechtsseitigen Triasbänken (Fig. 37), dann

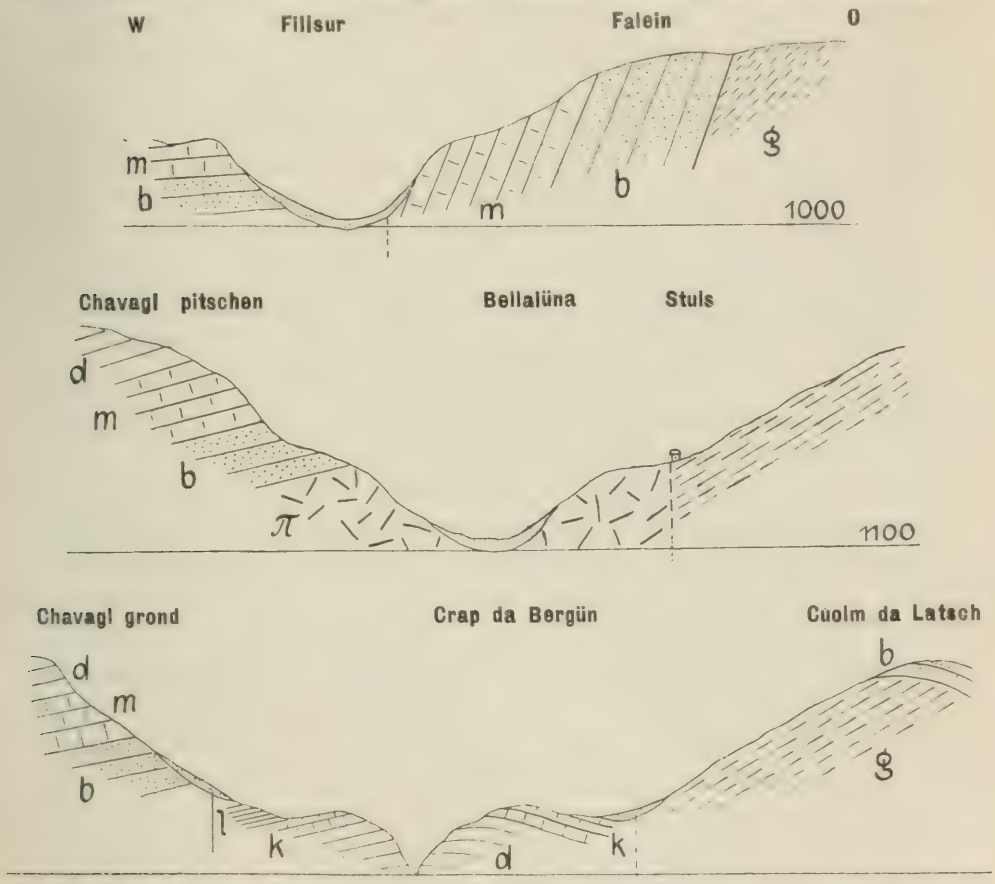


Fig. 37—39. Drei Querprofile durch das Albulatal zwischen Filisur und Bergün.
g kryst. Schiefer, π Porphyr, b Buntsandstein, m Muschelkalk,
d obertrias. Dolomit, k Koessener Sch., l Lias. 1: 50,000.

scheint keine andere Erklärung möglich, als dass eine bedeutende Störung in Form einer Verwerfung hier zwischen Filisur und Bellalüna mit dem Talweg zusammenfalle. Noch viel deutlicher tritt die Existenz einer solchen Verwerfung aber hervor, wenn wir vom Cuolm da Latsch gegen Latsch

oder den Crap da Bergün herabsteigen. Sobald wir den krystallinen Schieferkern verlassen haben und die von Moränen bedeckte Hoch-Terrasse von Latsch (300 m über dem Talweg) überschritten haben, finden wir Lias und darunter Koessener Schichten, welche die Steilwand dieser Hochterrasse bis herab zur Albula aufbauen. Hier fehlt aber nicht nur der ganze Trias-Mantel des Stulser Gewölbes, sondern eine viel jüngere Ablagerung ist an seine Stelle getreten, deren Schichten aber nicht vom Gewölbe wegfallen, sondern gegen dasselbe teils streichen, teils einfallen. Unmittelbar sichtbar ist der Kontakt der beiden verschiedenen tektonischen Massen unterhalb der Latscher Säge im Val Tuors da, wo die von Bergün und Latsch kommenden Wege sich vereinigen und über eine Brücke talein weiterziehen. Koessener Kalke und Liasschiefer sind wellig gefaltet, stossen aber just bei der Brücke jählings an vertikal gestellten und mechanisch stark zerrütteten Bänken von Gneiss ab, die zwei Keile von Dolomit einschliessen. Wir müssen daraus schliessen, dass das grosse Stulser Triasgewölbe gegen SW von einer Verwerfungsspalte abgeschnitten worden ist, die von der Latscher Brücke an in nordwestlicher Richtung über die Latscher Terrasse hinläuft, sich wahrscheinlich bei Stuls zwischen den kryst. Schiefer und den Porphyr von Bellalüna legt (ich habe 1901 diese Stelle wegen der anhaltenden Sprengungen beim Bahnbau leider nicht genügend begehen können), und dann bei der alten Eisenschmelze ins Tal herabkommend, sich mit der schon besprochenen Filisurer Talspalte vereinigt. Betrachten wir nun das Gebirge im Südwesten dieser Verwerfungsspalte, so erweist sich der Porphyr von Bellalüna als der Kern eines sehr flach gespannten Triasgewölbes. Langsam steigen Buntsandstein, der Rauhwackenhorizont und Muschelkalk von Filisur her an den Ostgehängen des Chavagl gegen Süden empor unter einem Winkel von ungefähr 10^0 (siehe Fig. 51 auf S. 141 des Alpenführers 1902) und so kommt es, dass auch der Porphyr, der bei Bellalüna ungefähr bis 1350 m am Gehänge ansteht, beim Laviner Tobel schon die Höhe von 1600 erreicht hat. Die darüberliegende Triasdecke zieht sich südwärts in das Massiv des Piz d'Aëla hinein, während der Porphyr, wie schon erwähnt, am Laviner Tobel an einer Verwerfungsspalte endet, auf der Dolomit der oberen Trias in sein Niveau eingesunken ist. Dieser Dolomit lässt sich ohne Unterbrechung bis in die enge Schlucht verfolgen, durch welche sich die Albula einen Weg durch den

Bergüner Stein (Crap da Bergün) gebahnt hat. Dort bilden seine Schichten einen von Koessener Kalken und Lias überwölbten Sattel. Auch schon dicht am Laviner Tobel steht der Lias bei Punkt 1557 am Waldweg an. Schutt und Moränen verhindern es, ihn als unterbrochenes Band bis Bergün zu verfolgen, aber grössere Partien trifft man am Ovel d'Urmina bei 1620 m, die Koessener Kalke darunter bis Punkt 1526, ferner wieder Lias am Weg von letzterem Punkt nach Bergün in Höhe von 1600—1500. Auf der anderen Talseite tritt dieser gewölbeartige Verlauf ebenso schön zum Vorschein. Von Bellalüna kommend, erreicht man die schwarzen Liasschiefer in steiler Stellung und ostwestlichem Streichen zwischen der grossen Strassenserpentine und dem Stein etwa bei 1280 m Meereshöhe, doch zieht er sich von dort sowohl am Gehänge herauf als herab und wenn man ihm aufwärts folgt, führt er uns bis 1500 m herauf, wo er sich horizontal legt und dann gegen Bergün herabsenkt bis zum Niveau der Eisenbahnlinie. Ueberall darunter liegen die Koessener Schichten, die neben dem südlichen Tunnelausgang und am Gehänge herauf nach Latsch entsprechende Leitfossilien geliefert haben. Von da streichen Lias und Koessener am Talgehänge fast bis ins Val Tuors, wo sie an der erwähnten Brücke ihr Ende erreichen. Es ist einleuchtend, dass diese ganze jüngere Trias-Masse des Crap da Bergün eingesunken ist sowohl gegenüber dem Stulser Triasgewölbe als auch gegenüber dem Aëla-Massiv. (Fig. 39.) Es ist eine Scholle von keilförmiger Oberflächenausbreitung, die gewissermassen zwischen die Triasgewölbe von Stuls und des Chavagl von SO her eingepresst worden ist und deren Anwesenheit die für ein reines Erosionstal ungewöhnlichen Formen dieses Teiles des Albulatales vollständig aufzuklären vermag.

Von Bergün talaufwärts ist es wegen der starken Tal- und Gehängeüberdeckung nicht möglich, die Grenze dieser eingesunkenen Scholle festzulegen. Aber es ist sicher, dass der Höhenzug zwischen Val Tuors und Val Tisch aus einem ähnlichen Gewölbe besteht wie der Stulser. Die höheren Berge (Piz Freglas, Cima da Tisch und Piz da Darlax) werden von krystallinen Schiefern gebildet, um die sich ein Triaswall legt, der die Gehänge gegen die beiden genannten Täler aufbaut, und der über Scagliax weit ins Albulatal vorspringt bis Caschlion. Dort stehen die Trias-Dolomite mitten im Tale an. Ich habe aber diesen Gewölbeteil nicht mehr eingehend studieren können, so dass ich

nicht weiss, ob die Koessener Schichten der Bergüner Scholle als eine normale Fortsetzung dieses Gewölbes betrachtet werden dürfen, oder ob beide durch eine Störung von einander getrennt sind. Soweit ich aber die Verhältnisse im Val Tuors kennen gelernt habe, erscheint mir letzteres als das wahrscheinlichere.

Eine neue Störung bringt uns Val Tisch. Sobald man nämlich an dem durch die Strasse angeschnittenen Dolomit von Caschlion vorüber ist, sieht man, wie sich am Fuss der Südwände desselben ein feinschiefriger Liaskalk und -mergel einstellt, der gegen und darum scheinbar unter den Dolomit einfällt. Er ist natürlich durch eine Verwerfung an das Darlaxer Triasgewölbe herangeschoben. Gümbel hat 1893 festgestellt, dass im Val Tisch, wohin diese Verwerfung sich leicht verfolgen lässt, die oberen Glieder jenes Triasgewölbes durch widersinnig einfallenden Liasschiefer ersetzt werden, und schon Theobald hat auf seiner Karte wenigstens im hinteren Teile jenes Tales diesem Verhältnis Ausdruck verliehen. Diese Verwerfung streicht von den Eisengruben her in Richtung O—W mit einer Ablenkung von 10° nach NW auf das Albulatal zu. Eine Fortsetzung nach Westen über das Tal hinüber habe ich nicht bemerken können.

Die Albulaposstrasse setzt gegen Süden zunächst über den Bach von Val Tisch und durchschneidet dann eine niedere Bodenanschwellung, die aus nach SSW einfallenden Liasschiefern besteht. Dann aber bei Ils Poschts der Siegfriedkarte, etwa 800 m südlich der Brücke, trifft man wiederum Lias, der in einem grösseren Steinbruch aufgeschlossen ist und in dünnen hellen Platten bricht, die fast saiger stehen und in denen man gar nicht selten paxillose Belemniten findet. Dahinter folgen, gegenwärtig aber minder gut aufgeschlossen, dickere dunkle Kalkbänke mit rhätischen Versteinerungen und dann der obertrias. Dolomit, der den Grat des Muot aufbaut.

Theobald hat diese Koessener Schichten zwar auf seiner Karte nicht eingetragen, aber es ist ihm der schon von Escher v. d. Linth 1853 beschriebene Fundort nicht, wie Böse (l. c.) vermutet hat, unbekannt gewesen. Auf seiner Karte hat Theobald die Stelle mit einem Stern besonders bezeichnet und aus den Erläuterungen (S. 208) geht hervor, dass er in Zweifel blieb, ob nicht auch die Kalkschiefer im Val Tisch zu den Koessener Schichten zu zählen seien, obwohl er sie auf der Karte als Lias ein-

getragen hatte. Die Versteinerungen sind nämlich recht ungenügend erhalten und schon Merian hat daraus nur mit Vorbehalt Gervillia inflata bestimmt, während Böse mit Zuversicht Terebratula gregaria und Cardita austriaca angibt. Die dortige Lumaschelle macht allerdings durchaus den Eindruck als ob sie rhätisch sei, aber mit völliger Bestimmtheit kann ich es doch nicht sagen.

Die Schichten des Lias, der Koessener und des Dolomites streichen von der rechten auf die linke Talseite herüber und lehnen sich da an die Steilwände an, mit denen der Rugnux dadains nach Osten abfällt. Aber diese Wände bestehen durchweg nur aus Dolomit und man sieht sehr deutlich, dass die von Osten herüberkommenden Kalke, die sich mit nördlichem Einfallen und vielen kleinen Knickungen etwa 200 m hoch heraufziehen, nicht in jene Wände hineingehen, sondern ihnen nur vorgelagert sind. Eine dem Albulatal folgende Verwerfungsspalte trennt sie vom Aëla-Massiv. Es ist dieselbe, die wir bereits am Ovel d'Urmina und im Laviner Tobel kennen gelernt haben, die die Bergüner Senkungsscholle gegen Westen begrenzt und die sich, wie wir sehen werden, auch nach Süden noch weiter fortsetzt.

Das Trias-Massiv des Aëla hängt also mit den östlichen Triasbergen tektonisch nicht unmittelbar zusammen, sondern ist von denselben durch eine Verwerfung getrennt, die dem Tale der Albula folgt und diesem den Weg vorgeschrieben hat. Mit ihr vereinigen sich zwei andere Verwerfungen, die aus Val Tisch und Val Tuors herauskommen und die ebenfalls für diese Täler bestimmend gewesen zu sein scheinen. Zugleich erkennen wir, wie verwickelt der Bau der rhätischen Schubmasse auch hier ist, und dass neben den grossen und kleinen Faltungen auch Verwerfungen eine sehr bedeutsame Rolle spielen.

Oberhalb jener Koessener Schichten schliesst sich das Tal eng zusammen und nur in enger Schlucht hat sich die Albula einen Weg durch den harten Dolomit, der wie ein Felsriegel das Tal abschliessen will, gebahnt. Die Bänke dieses obertriasischen Dolomites stehen ganz steil und streichen von Ost nach West. Sobald wir sie aber überschritten haben, öffnet sich das Tal wieder weit und zugleich stellen sich ganz andere Gesteinsarten ein. Den Lias treffen wir zwar noch an, er liegt aber nicht auf der Trias, sondern auf Rötidolomit und Sernifit. Die einfachen Mulden und Sättel sind verschwunden und machen höchst verwickelten

oft liegenden Falten Platz. Zugleich beginnt das Tal seine Richtung zu wechseln und statt der bisherigen NW-SO eine W-O-Richtung anzunehmen. Die Trias, die wir eben verlassen haben, endet auf der Südseite des Aëla Massives und des Muot mit hohen steilen Wänden, die von O nach

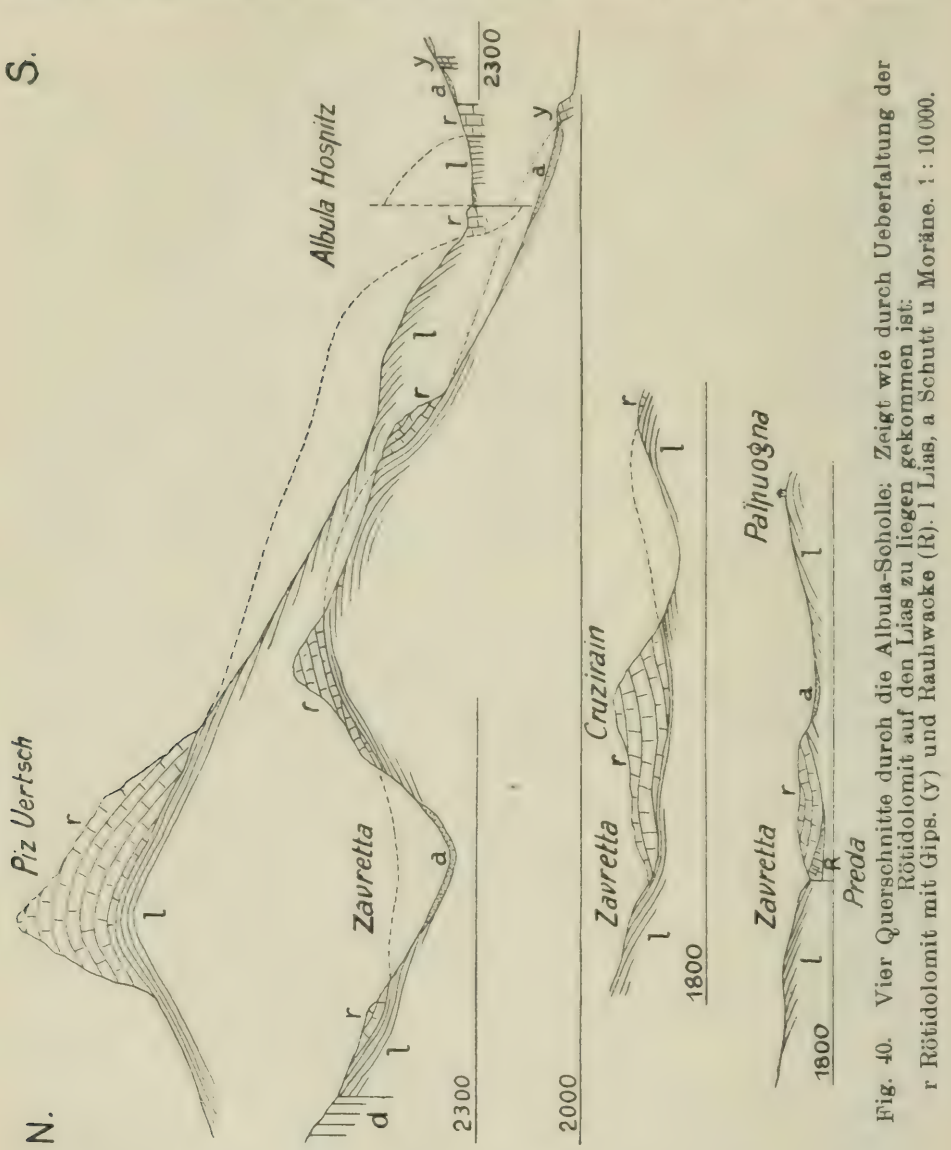


Fig. 40. Vier Querschnitte durch die Albula-Scholle: Zeigt wie durch Ueberfaltung der Rötidolomit auf den Lias zu liegen gekommen ist:
r Rötidolomit mit Gips. (y) und Rauhwacke (R). l Lias, a Schutt u Moräne. 1 : 10 000.

W ziehen und durch eine gewaltige Verwerfung hervorgerufen sind. Denn auf ihrer Südseite lehnen sich mit wechselnder Neigung und ohne ursprünglichen Zusammenhang Lias, Rötidolomit und Sernifit an. Wir befinden uns in der Albula-Scholle, über deren Bau zwischen Preda und der Passhöhe Fig. 40 eine Vorstellung geben soll.

Am Piz Uertsch und bei der Zavretta liegen die Dolomitpartien so, dass man sie für jünger als den Liasschiefer halten möchte, obwohl über ihre Zugehörigkeit zum Rötidolomit kein Zweifel bestehen kann. Letzterer ist stellen-

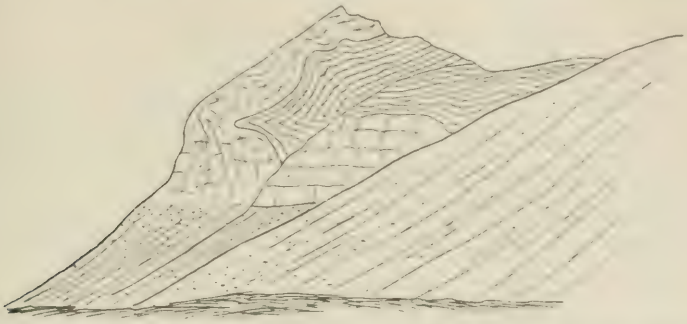


Fig. 41. Anblick des Piz Uertsch von Osten. Zeigt den dunklen Liasschiefer von Rötidolomit überfaltet.

weise mit Gipslagern und Rauhwacken vergesellschaftet und am Cruziraint schliesst er Lager von rotem Quartenschiefer ein (Fig. 42). Bei Weissenstein und beim Hospiz sind die Beziehungen der Dolomite zum Lias klare. Sie sind das ältere. Aber durch starke Faltung und Ueberkippung ist der Dolomitkern über den nördlichen Gewölbeflügel übergelegt worden und erscheint nun, nachdem die Erosion den

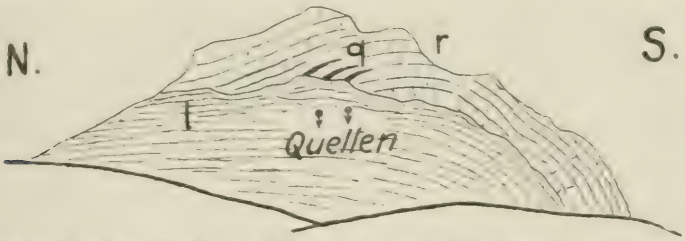


Fig. 42. Partie am Cruziraint. Dolomit mit eingelagertem Quartenschiefer liegt diskordant über Liasschiefer.

Lias des Südflügels ganz entfernt hat, als das Hangende und jüngere. Der Lias ist auch hier sehr arm an Versteinerungen, aber beim Hospiz schliesst er ein mächtiges Lager eines polygenen Konglomerates ein, nach Art der Falknisbreccie.

Vom Hospiz und dem Piz Uertsch ziehen sich diese Falten von Rötidolomit und Lias über Val d'Eschia nach Zutz und Cinuschel, während sie sich nach den Angaben Theobalds ebenso vom Naz gegen Westen über die Tschita und Piz Val Lung bis ins Bündner basale Gebirge fortsetzen und damit beweisen, dass diese Albula-Scholle nicht zur rhätischen Schubmasse, sondern vielmehr zu deren Unterlage gehört, die hier aber an der grossen O-W-Ver-

werfung gehoben wurde, worauf der dieser Scholle ursprünglich ebenfalls aufgelagerte Deckenanteil der Erosion zum Opfer fiel. Aber seine frühere Anwesenheit lässt sich noch deutlich an den zusammengedrückten Falten des basalen Gebirges erkennen.

Diese Albula-Scholle wird gegen Süden durch den langen Zug des Albula-Granites begrenzt, der von Ponte im Osten bis zum Piz Mulix im Westen ohne Unterbrechung fortsetzt und ähnlich wie die Trias im Norden gegen die Albula-Scholle durch eine Verwerfungsspalte abgegrenzt wird, so dass diese Scholle selbst meist nur 1— 3 Km breit ist.

Allerdings habe ich nirgends den Kontakt zwischen dem Granit und der Albula-Scholle gesehen, aber die Art, wie die Granitgrenze ganz unabhängig von der Verbreitung der verschieden alterigen Gesteine in der Albula-Scholle verläuft, lässt eine andere Deutung kaum zu. Nach der Karte Theobalds könnte es zwar fast so scheinen, als ob vom Granit weg stets die jüngeren auf den älteren Schichten lägen, aber das kommt nur daher, weil Theobald von dieser Voraussetzung ausgehend, in den Lias in willkürlichster Weise die verschiedenen Glieder der Trias hineingezeichnet hat. Nirgends vielleicht ist seine Karte trügerischer als gerade am Albulapasse.

Aufgeschlossen wurde der Kontakt beim Tunnelbau, doch habe ich ihn nicht zu sehen bekommen. Aus der Beschreibung, die Tarnuzzer[1]) davon gegeben hat, scheint mir hervorzugehen, dass man wirklich eine Verwerfung durchfahren hat. Nachdem man zuerst vom nördlichen Stollenausgang aus über 1 Km Liaskalke und Mergel durchfahren hatte bei vielfachem Wechsel im Streichen und Fallen, gelangte man in den Zellendolomit (Rauhwacke des Rötidolomites), der über 100 m weit anhielt, dann folgten „schwarze kalkige Thonschiefer mit vielem Schwefelkies und gequetschtem Quarz, die oft starke innere Zertrümmerung und Verruschelung zeigten.“ Er führte viel Wasser: 210—240 Sekundenliter. Dann kam „graugrünes, krystallinisches und thonhaltiges Gestein stark geschiefert, gneissartig mit Schwefelkies und gequetschtem Feldspat und Quarz (z. B. bis 1260 m).“ Aber schon von 1220 m an wurde der Schiefer härter und kompakter und hörte der Wasserzudrang ganz auf. Obschon Tarnuzzer in seiner

[1]) Geologische Verhältnisse des Albula-Tunnels. Jahresb. naturf. Ges. Graubündens 1904.

Schilderung alle Schiefer im Liegenden der Zellendolomite Casannaschiefer nennt, so ist es doch völlig klar, dass die schwarzen Kalkschiefer nicht dazu gehören können. Diese sind jedenfalls viel jünger und wahrscheinlich Lias, der aber, weil er auf der Verwerfung liegt, stark zerrüttet ist und viel Wasser führt. Ob die nun folgenden Schiefer wirklich zum Casannaschiefer gehören oder ob sie nicht einfach stark zerriebener Granit sind, kann ich natürlich nicht beurteilen, aber dass ihre innere Zerreibung nur in der Nähe des Liasschiefers vorhanden war, beschreibt Tarnuzzer ganz deutlich. Somit liegt wahrscheinlich die Zerrüttungszone der Verwerfung zwischen m 1208 und 1220.

4. Die Piz d'Err-Scholle.

Die granitische Masse, welche sich im Süden an die Albula-Scholle anlegt, beginnt im Osten bei Ponte und Bevers im Inntal und erhebt sich gegen Westen zu den Gipfeln der Cresta mora des Giumels, des Piz Ott und Piz d'Err. Sie verbreitert sich also gegen Westen erheblich und zwar um das Doppelte, nämlich von 4 auf 8 Kilometer. Sie bildet zwei Gebirgskämme, die durch die tief eingeschnittene Val Bevers von einander getrennt sind, sich aber im Westen zu dem gletscher- und firnbedeckten Massiv des Piz d'Err zusammenschliessen.

Dass dieser Granit an zahlreichen Stellen von Resten einer Sedimentdecke noch überlagert ist, hat Theobald in überzeugender Weise beschrieben und auch auf seiner Karte die betr. Stellen eingetragen. Er gibt als Bestandteile dieser Decke an: Casannaschiefer und Gneiss, Verrucano, rote Schiefer, Quarzit, Rauhwacke, grauen Kalk, schwarze und graue Schiefer. Wie auch sonst hat Theobald den Versuch gemacht, darin die verschiedenen Glieder der Trias zu erkennen und so gibt seine Karte über Gneiss und Casannaschiefern Verrucano, unteren und oberen Muschelkalk, Keuper und Hauptdolomit an. Versteinerungen fand er keine, aber nach seiner Schilderung handelt es sich dabei wohl fast ausschliesslich um die Gesteine der Sernifitformation, nämlich Sernifit und Rötidolomit. Theobald war der Ansicht, dass der Granit jünger als diese Sedimente sei und diese bei seinem Empordringen in die Höhe gehoben und auseinandergesprengt habe. Aber der Umstand, dass er dabei weder Apophysen in diese Decke gesandt,

noch dieselbe umgewandelt hat, lassen in diesem Granit viel eher die Unterlage vermuten, auf der sich die normalen Sedimente der Permzeit abgelagert haben. Der Grund für Theobalds Auffassung lag in der merkwürdigen Tatsache, dass auf der Westseite des Piz d'Err-Massives der Granit unzweifelhaft über dem Lias und der Trias liegt. Es gebührt ihm das Verdienst, diese Ueberschiebung zuerst in allen Einzelheiten durchforscht zu haben, aber damals war das Phänomen der Ueberschiebungen noch sehr wenig bekannt und so suchte er die Ueberlagerung durch das jüngere Alter des Granites zu erklären, obwohl keinerlei sonstige Anzeigen dafür vorhanden waren, vielmehr alles andere sich viel leichter bei Annahme eines höheren Alters erklären lässt. Wir werden darauf später zurückkommen, und nehmen jetzt als bewiesen an, dass der Albulagranit älter als Perm und gegen Westen auf den Lias geschoben worden ist. Damit ergibt sich aber sofort, dass er wie das Bergüner Triasgebirge zur rhätischen Schubmasse gehört, dass aber die Albula-Scholle im Norden wie im Süden von dieser Schubmasse eingeschlossen wird, weil diese samt ihrer Unterlage um ein beträchtliches sich gesenkt hat, während die Albula-Scholle in die Höhe stieg und infolgedessen durch Erosion ihrer Schubdecke verlustig ging. Doch ist es nach den Schilderungen Theobalds nicht unwahrscheinlich, dass ein kleiner Teil dieser Decke am Piz Salteras noch erhalten geblieben ist. Eine genaue Untersuchung dieses Berges, zu dem ich nicht vorgedrungen bin, wäre sehr wünschenswert.

Nach meiner Auffassung geht also der Albula-Granit nicht in die unendliche Teufe herab, weil er um ein Bedeutendes aus dem Gebiete seiner wirklichen Wurzel hinweggerückt worden ist, und ich vermute, dass auch da, wo der neue Eisenbahntunnel die Granitkette des Piz Giumels durchbohrt hat, unter dem Granit das Bündener basale Gebirge ansteht von der Zusammensetzung, wie sie uns die Albula-Scholle daneben zeigt. Dementsprechend habe ich 1902 in Fig. 50 und 54 meines „Alpenführers“ die Verhältnisse dargestellt und mit einer punktierten Linie die Auflagerung des Granites auf dem Lias und Rötidolomit angedeutet. Für ihre Höhenlage hatte ich damals weiter keine Anzeigen als die, dass der Boden von Val Bevers jedenfalls höher liegt. Ich habe sie bei Preda in 1100, unter dem Piz Ott in 2000 m Meereshöhe gelegt, ihr also im Ganzen ein Ansteigen gegen Süden zugedacht. Dass

sie durch den Tunnel angefahren werden würde, schien mir nicht wahrscheinlich und das hat sich auch bewahrheitet. Dahingegen hat der Tunnelbau doch in ganz unerwarteter Weise eine Bestätigung meiner Auffassung geliefert. Ich kenne den Tunnel nicht aus eigener Anschauung, aber Tarnuzzer konnte denselben zwischen 1900 und 1903 mehrmals besuchen und hat darüber berichtet. Man durchfuhr von Preda her zunächst den Lias (bei Tarnuzzer als Trias bezeichnet „wegen ihres Mangels an Versteinerungen nach Alter nicht genauer bestimmbar, wahrscheinlich der Trias zugehörig", Theobald hatte hier sogar unteren Muschelkalk eingezeichnet), der erst nach Süden, später nach Norden geneigt, „einen muldenartigen Bau" anzeigt. Es entspricht das sehr gut dem, was nach dem unteren Profil der Figur 53 im Alpenführer 1902 zu erwarten war, wo ich bereits diese Mulde eingezeichnet habe. Dann durchfuhr man Zellendolomit, den ich zum Rötidolomit rechnen würde.

Nun kam man in die „Casannaschiefer", die im vorausgehenden Kapitel bereits ihre Besprechung gefunden haben. Nach der gegebenen Beschreibung ist ein Teil derselben noch Lias, was wiederum mit meinen früheren Profilen übereinstimmt. Von da aber nach Ueberschreitung der Verwerfung hat man nur noch Granit angetroffen, der allerdings allerhand Verschiedenheiten aufwies. Häufig ist er stark zerdrückt, gepresst, schieferig, gneissartig, aplitische und porphyrische Varietäten durchschwärmen ihn gangartig. Kluft- und Rutschflächen sehr häufig, oft spiegelglatt oder mit pulverig zerriebenem Nebengestein. Dann heisst es wörtlich (S. 9) „In 1931 m (vom Südportal weg) grosse Ueberraschung für die Techniker und Geologen: mitten im grünen Albulagranit erschien auf 65 m Länge ein Fetzen von dunklem Thonschiefer, Mergeln der Trias, wie man sie auf Predaseite in einer Länge von 1091 m (mit Kalksteinen) zu durchfahren hatte. Die petrographische Beschaffenheit wie das Verhalten der Gesteine gegen Säuren erwies durchaus die Zugehörigkeit zum Triasmergel von Preda und nicht etwa zum Casannaschiefer. Der Thonschiefer und Mergel enthielt ebenfalls Quarz, Kalkspat und Graphit. Die lokalen Verhältnisse dieser Einpressung von Sediment mitten im krystallinen Massiv zeigten zuerst zwei schmale abgeschürfte Mergelfetzen, die rechtsseitig zur Stollensohle herniederreichten und zwar der erste Fetzen völlig isoliert im Granit, während in 2 m Entfernung ein etwas breiter hereinragender

Streifen sich gegen die Stollendecke zu umwandte und zu einem kleinen Faltengewölbe sich aufbog, bis der Mergel kurz darauf im Sohlstollen gänzlich herrschend wurde bis zu 1996 m der Tunnellinie. Die ersten Schieferfetzen schnitten die Tunnellinie im Winkel von ca. 50°. Das Streichen der Schichten war jenseits des kleinen Gewölbes bei einem Einfallen nach S bis SSO von W nach O gerichtet. Man konnte die schönsten Handstücke erhalten, in welchen beide Gesteine — Schiefer und grüner Albulagranit — zusammengepresst und in einander verknetet erschienen. Dieser von Granit vollständig eingehüllte Mergelfetzen, ca. 700 m unter der Gebirgsoberfläche im Tunnel auftretend, muss beim Aufsteigen des Granits aus der Tiefe als Sedimentrest vom Rande des jetzigen Massivs abgeschürft, in den Granit hineingepresst und mit ihm durch den Gebirgsdruck bearbeitet worden sein. Der Albulagranit wäre demnach wahrscheinlich spättriasischen Alters". Soweit Tarnuzzer. Ich habe bei Prof. Karl Schmidt in Basel ein Handstück dieser Einschlüsse gesehen und mich überzeugt, dass dies sandstein- bis konglomeratartige Gestein ganz von der Beschaffenheit der liasischen Gesteine ist, wie sie beim Albula-Hospiz anstehen, und ferner dass sich in keiner Weise eine Umwandlung durch Kontaktmetamorphose bemerken lässt, wie sie doch sicher zu erwarten wäre, wenn jüngerer Granit das Bruchstück in sich eingeschlossen hätte. Es ist darum auch ganz verfehlt, aus diesem Vorkommen auf ein jüngeres Alter des Granites zu schliessen. Nur auf mechanische Weise kann der Lias in den Granit gelangt sein und wenn wir dem Wege nachforschen, auf welchem dies geschehen ist, so scheint es nach der Darstellung Tarnuzzers allerdings ausgeschlossen, dass er von oben her eingesunken sei. Aber sämtliche Vorkommnisse setzten bis zur Sohle des Tunnels herab, und somit ist die Möglichkeit gegeben, dass sie auch noch weiter in die Tiefe hinabreichen und aus derselben in den Granit heraufgepresst worden sind. Solche mechanische Einpressungen von unten herauf sind gerade bei Ueberschiebungen keine allzu seltenen Erscheinungen. Sehr schön sieht man das z. B. am Kratzer im Allgäu (Alpenführer I S. 59), wo ebenfalls schwarzer Liasschiefer in den hellen Dolomit eingepresst ist. Denkt man sich nun, dass nach solcher Einpressung die Ueberschiebungsbewegung noch weiter fortsetzte, dann mussten solche Apophysen abgerissen und mit dem Dolomit bezw. Granit weiter geschleppt werden,

so dass sie unter Umständen in eine vollständig liaslose Umgebung gelangen konnten, wo sie dann ähnlich dem Granit am Bolgen oder dem Gneiss bei Oberstdorf zu erratischen Rätseln werden. Es würde uns deshalb auch nicht in Verwunderung setzen, wenn im Albulatunnel einzelne Schieferstücke sogar völlig isolirt im Granit eingeschlossen angetroffen worden wären.

Ich komme also zum Schluss, dass die von Tarnuzzer beschriebenen Liasschollen im Albula-Granit es wahrscheinlich machen, dass die Ueberschiebungsfläche nicht allzuweit unter der Tunnelsohle zu erwarten ist, dass jedenfalls das Bündner basale Gebirge unter diesem Granit liegen muss und dass die Liasschollen nicht für ein postliasisches, sondern für ein praeliasisches Alter des Granites sprechen.

5. Die Padella-Scholle.

Wie gegen Norden so ist die Piz d'Err-Granitscholle auch gegen Süden durch eine Verwerfungsspalte abgeschnitten und auf derselben in das Niveau des Bündener basalen Gebirges herabgesunken, welches von ganz gleicher Beschaffenheit ist wie in der Albula-Scholle. Von Bevers her streicht die Verwerfung über die NW-Seite des Schafberges hin, setzt dort infolge einer Querverwerfung in die Valetta von Samaden herunter, zieht am Fuss des Piz Ott und P. Saluver hin zur Wasserscheide zwischen Val Suvretta und Suvretta da St. Moriz. Hier springt sie aus der NO-SW-Richtung in eine rein westliche über und steigt zwischen P. Bever und P. Suvretta gerade am Felsgehänge herauf, passirt den P. Trenterovas auf seiner Südseite und läuft zwischen Cima da Flex und P. d'Agnelli ins obere Val Savriaz aus. Verrucano und Rötidolomit stossen auf ihr an den Granit an und bilden ein System stark verbogener und z. T. nach NW überkippter Falten, an denen sich als jüngere Glieder noch Koessener Schichten, Lias und Flysch beteiligen. Vom Granit sind weder Apophysen noch Kontaktmetamorphosen ausgegangen, so dass dies und der glatte und vertikale Verlauf der Grenzfläche hier wie auf der Nordseite der Piz d'Err-Scholle beweisen, dass es sich dabei um eine Verwerfungsspalte handelt.

Gegen Osten endet die Padella-Scholle am Inntal, gegen Süden an dem Juliergranit und den diesen begleitenden Gneissen und Glimmschiefern. Die Grenzlinie gegen diese Gesteine läuft von St. Moriz über Alp Giop und Alp

Suvretta, am Nordfuss des Piz Julier vorbei, über den Grat südlich des Suvrettapasses ins hintere Juliertal, nördlich am Piz Valetta herum nach der Alp Suganda am Fuss des Piz Bardella. Auch diese Linie entspricht einer Verwerfungsspalte, die zuerst eine steile Stellung hat, von da an, wo sie in die N-S-Richtung umbiegt, aber sich deutlich nach Osten senkt. Infolge dessen legt sich dort der Granit auf die Sedimentgesteine der Padella-Scholle und erweist sich damit als ein Teil der rhätischen Schubmasse. Wie petrographisch so ist er also auch tektonisch zum Albula-Granit der Piz d'Err-Scholle zugehörig.

Zur Padella-Scholle gehören der Schafberg bei Samaden, Piz Padella, da Trais Fluors, Sass Corviglia, Alp Laret bei St. Moriz, Piz Nair, Piz Suvretta, d'Agnelli, Corn Alv und Piz Bardella. Tektonisch setzt die Scholle gegen Westen in den Braschenz, gegen Süden in den Piz d'Emmet und damit überhaupt in das basale Gebirge Bündens ohne Unterbrechung fort. Sie nimmt somit dieselbe Stellung ein wie die Albula-Scholle und hat wie diese ihren Anteil an der rhätischen Schubmasse infolge ihrer höheren Lage durch Abtragung verloren. Aber es scheint doch so, dass ein kleiner Teil der Granitdecke direkt nördlich von Samaden auf der SO-Seite des Schafberges noch erhalten geblieben ist, wie nachher noch eingehender beschrieben werden soll.

Zunächst wollen wir den Bau des Piz Padella schildern, da dieser Berg besonders geeignet ist, uns einen Einblick in den Bau der ganzen Scholle zu gewähren. Die erste eingehende Schilderung dieses Berges hat uns Theobald 1860 (l. c.) gegeben. Nach ihm beteiligen sich an dessen Aufbau Gneiss, Casannaschiefer, Verrucano, sämtliche Glieder der Trias, nämlich untere Rauhwacke, Muschelkalk, Partnachschiefer, Raibler (Lüner)-schichten, Hauptdolomit und Koessener Kalk, sowie der Lias als Steinbergkalk und Allgäuschiefer. (Fig. 43 u. 46). Alle diese Schichten liegen auf Granit und sind zu zwei Mulden zusammengefaltet, die durch einen knieförmigen von Nord nach Süd streichenden Sattel mit einander verbunden sind. Unter den Gipfelfelsen auf den sanfteren Gehängen der Alp Clavadatsch soll dieser Sattel mit seinen Gneissen zum Ausstrich kommen. In der Tat findet man dort in der Höhe von 2400 m einen schmalen Streifen von losen Gesteinsblöcken, unter denen Gneisse und Granite auffallen. Sie sind aber nur Bestandteile eines Moränenwalles, der ganz deutlich auf

grauen Schiefern liegt, die nach ihrer Gesteinsbeschaffenheit und den vielen Fucoiden unzweifelhaft als Flysch angesprochen werden müssen. Dadurch fällt der ganze Bau wie ihn sich Theobald gedacht hat zusammen, aber noch ein anderer Umstand erregt Bedenken. Selbst heute noch kennen wir ausser diesen Flyschfucoiden nur rhätische und liasische Versteinerungen aus dem Gebiet dieses Berges und dennoch hat Theobald nicht weniger als neun verschiedene stratigraphische Horizonte ausgeschieden. In der willkürlichsten Weise hat er auch hier sein Triasschema eingeführt und es lohnt wohl der Mühe, der Art und Weise nachzugehen, wie er dabei verfuhr. Seite 78 gibt er vom Schafberg oberhalb Samaden wörtlich folgende Gesteinsfolge von oben nach unten an:

1. Hauptdolomit, hohe massige Felsen. 50—60′.
2. Gelber Dolomit, welcher in Rauhwacke übergeht.
3. Grauer dichter Kalk etwa 10′. Arlbergkalk.
4. Mergelschiefer (Partnachmergel?) einige Zoll bis 1′.
5. Plattenförmiger Virgloriakalk, mehrmals mit schwarzen Schiefern wechselnd 10—15′.
6. Streifenschiefer: schwarz und grau, mit einzelnen Kalkschichten wechselnd.
7. Grauer Sandstein und Quarzit, dann eine Einlagerung von schwarzem Schiefer und noch einmal Quarzit. Diese repräsentiren die Verrucanobildungen.

Damit hat er die ganze Trias mit Ausnahme der Koessener Schichten in Vorarlberger Facies nachgewiesen nämlich: Buntsandstein (7), unteren und oberen Muschelkalk (6—5), Partnachschichten, Arlbergkalk, Lüner Schichten (2) und Hauptdolomit in einer Gesamtmächtigkeit von ungefähr 30 m! ohne eine einzige Versteinerung. Woran hat er den Arlbergkalk und die Partnachschiefer erkannt? wer sagt ihm, dass seine Streifenschiefer unterer Muschelkalk sind und mit welchem Recht lässt er schwarze Schiefer und grauen Sandstein den Buntsandstein vertreten? Ich will Theobald keinen Vorwurf daraus machen, dass er sich durch die stratigraphische Wildnis Graubündens mit der Axt gewaltsam einen Fusspfad herausgehauen hat, aber heute müssen wir uns darüber klar sein, dass alle Triasangaben Theobalds einer Revision bedürfen. Aus seiner Beschreibung ist es mir nicht ganz klar geworden, auf welchem Weg zum Schafberg er dieses Profil gefunden hat, aber soweit ich die dortigen Verhältnisse kenne, erscheint es mir wahrscheinlich, dass sein 1 u. 2 meinem Rötidolomit,

sein 3—7 dem Lias entsprechen, wenn nicht auch schon Flysch darin steckt. Vergleicht man Fig. 43 und 45 mit einander, dann sieht man, wie auch am Piz Padella die Verhältnisse ganz anders liegen als Theobald sie dargestellt hat. Allerdings gab er ja abgedeckte Karten, während ich in Fig. 45 nur eingezeichnet habe, was ich gesehen habe. Aber gerade auch in diesem liegen solche Differenzen, wie man sie kaum für möglich halten sollte.

Die Ungenauigkeiten in Theobalds Karte kann man leicht erkennen und so kam es, dass C. Diener,[1]) als er 1888 diesen Berg besuchte, eine ganz andere Vorstellung von seinem Bau erhielt. Die Falten verschwinden völlig, die Sedimente sind mit 10—15° nach Süd geneigt. Er unterscheidet Gneiss, Kalkphyllite mit Dolomiteinlagerungen, palaeozische Kalke, Verrucano, Raibler Schichten, Plattenkalke und Koessener Schichten. Es scheint, dass Diener gar keine Versteinerungen gefunden und selbst die massenhaft vorkommenden Fucoiden übersehen hat, die Heer von da als Liasfucoiden beschrieben hatte. In seinem Profil durch den Piz Padella hat er den Flysch als Verrucano eingetragen, den darunter liegenden Rötidolomit als palaeozoischen Kalk (c) und den über dem Flysch liegenden Rötidolomit als Plattenkalk (f), die ihm beigesellten Rauhwacken als Raibler Schichten (e). Die tatsächlich doch vorhandene Verwickeltheit des Gebirgsbaues sucht Diener durch einige Wechsel-Verwerfungen zu erklären, durch die sehr steile Ueberschiebungen eingetreten seien. (Fig. 48).

Gümbel hat sich dann 1893 (l. c.) mit diesem Gebiet beschäftigt und durch Versteinerungsfunde das Vorkommen der rhätischen Schichten bewiesen. Die darunter liegenden Gesteine bestimmten Triashorizonten zuzuweisen, wie es Theobald und Diener getan hatten, hält er in Ermangelung palaeontologischer Nachweise für untunlich. Er scheint sich damit insbesondere gegen die eigentümliche Gliederung Dieners zu wenden, der den so weit verbreiteten Dolomit als Faciesaequivalente teils der gipsführenden Rauhwacke, teils der Plattenkalke erklärt hatte, ohne dafür die erforderlichen Beweise erbringen zu können. Die fucoidenführenden Mergel hingegen hält er unbedenklich für Lias.

Ueber den Bau spricht sich Gümbel dahin aus, dass wir es nicht, wie es scheinen könnte, einfach mit einer

[1]) Geologische Studien im südwestlichen Graubünden. Sitzber. Akad. Wiss. Wien 1888. S. 607.

Schichtenmulde zu tun haben, in welcher die Gesteinslagen zusammengebogen und in Falten gelegt worden sind, „sondern es ist ein vielfach zerrissener, stückweise abgebrochener und abgesenkter, stückweise emporgefalteter zusammengebogener und überschobener, deckenförmiger Aufbau über dem kristallinischen Grundgebirge, an dessen unternagten Rändern grossartige Niederbrüche und Verrutschungen stattgefunden haben."

Drei Jahre später untersuchte Böse[1]) diesen Berg und kam in stratigraphischer und tektonischer Beziehung wieder zu anderen Auffassungen. Er gliedert: Gneiss und Glimmerschiefer, Kalkschiefer, palaeozoischen Dolomit, Buntsandstein, Rauhwacke des Buntsandsteines, Hauptdolomit, Koessener Schichten, Steinsberger Kalk und Liasmergel. Auch er läugnet wie Diener jedwede Faltung. Schiefe Tafeln sind auf Spalten zerrissen, verschoben und überschoben. Am meisten stimmt er mit Diener überein, aber dessen Verrucanogruppe hält er für Buntsandstein, zu dem er auch die Rauhwacke stellt. Er läugnet die Wechsellagerung der Rauhwacke mit dem Dolomit und verlegt die Diskordanz, welche Diener zwischen die Rauhwacke und den Verrucano gelegt hat, zwischen jene und den Dolomit. Die angebliche Kalkphyllitzone haben Theobald und Gümbel gar nicht erwähnt, und auch mir ist es nicht gelungen, sie aufzufinden. Ich glaube, dass eine solche hier gar nicht vorkommt. Das Merkwürdigste ist aber von dem Buntsandstein zu sagen. Ein Vergleich der Figuren 44 u. 45 ergibt sogleich, dass sich fast aller Buntsandstein Böse's, soweit ich ihn untersucht und auf Fig. 45 eingezeichnet habe, als fucoidenführender Flysch herausgestellt hat. Wenn man auf dem oberen Felsrande, den Böses palaeozoischer, mein Röti-Dolomit im Osten und Süden des Piz Padella bilden, hinwandert, sieht man leicht, dass die dunkelfarbigen, sandigen und tonigen Schiefer, die auf dem Dolomit liegen, unzweifelhafte Fucoiden führen und überhaupt ganz den Gesteinscharakter des Flysches zur Schau tragen. An mehreren Stellen bei der Alp Clavadatsch schiebt sich aber zwischen beide eine nur wenige Meter mächtige Ablagerung ein. Sie besteht aus rötlichen tonigen und sandigen Schiefern, die stellenweise undeutliche Pflanzenreste enthalten. Auch kann man Einlagerungen von grauen

[1]) Zur Kenntnis der Schichtenfolge im Engadin. Ztschr. d. D. G. G. 1896.

z. T. etwas rötlich gefärbten oolitischen Kalkbänken bemerken, die kleine Apiocrinusartige Stielglieder einschliessen. An einer Stelle gewinnt die sandige Ausbildung die Oberhand und in einem lockeren roten Sandstein stellen sich wahre Breccien von Dolomit, Hornstein, Glimmerschiefer und rotem Porphyr ein. Ich betrachte sie als ein Grundkonglomerat, das entweder dem Rhät oder dem Lias angehört. Eine andere fast ausschliessliche Dolomitbreccie von ebenfalls roter Farbe begleitet den Rötidolomit des Gipfels und hat viel Aehnlichkeit mit dem sog. Steinsbergkalk, wie er auch am Piz Alv am Berninapass vorkommt. Der Rötidolomit von Clavadatsch ist sicher kein Hauptdolomit, denn er ist nicht bituminös, aber voller Quarzadern. Er wird von zwei sich kreuzenden so regelmässigen Kluftsystemen durchsetzt, dass es mir Mühe bereitet hat, ausfindig zu machen, welche der Bankung entspricht. Ich habe mich 1902 für die vertikale entschieden (Fig. 47), aber ich gebe zu, dass ich mich darin geirrt haben kann.

W. Schiller[1]) hat diesen Platz neuerdings besucht und hält die mehr horizontale Klüftung für die Bankung, wonach die erhebliche Diskordanz zwischen dem Dolomit und den jüngeren sandigen Schichten nicht bestände. Er hält letztere für Raibler Schichten und neigt zu Annahme, dass der Dolomit zum Wettersteinkalk gehöre. Einen palaeontologischen Beweis dafür hat er aber nicht beigebracht. Weiter nach SSW. hat er den Flysch gefunden, der „an einer westnordwestlich streichenden Verwerfung“ gegen diese „Raibler Schichten“ stösst. Da die Stelle nicht genau genug angegeben ist, so weiss ich nicht, ob sie identisch ist mit den prachtvollen Abrutschungen, die das Gehänge am untern Ende der Zuondra-Schlucht erlitten hat und durch die ganze Sätze von Dolomit mit auflagerndem Flysch staffelweise so abgerutscht sind, dass sie zwar noch das ursprüngliche Lagerungsverhältnis behalten haben, aber treppenartig abgesunken und klaffende Spalten zwischen den einzelnen Staffeln entstanden sind. Es sind das aber keine wirklichen Verwerfungen, sondern sehr jugendliche Abrutschungen. Das Profil in Fig. 49 geht durch sie hindurch. Sie sind jedoch so unbedeutend, dass ich sie ohne starke Uebertreibung nicht darauf hätte einzeichnen können.

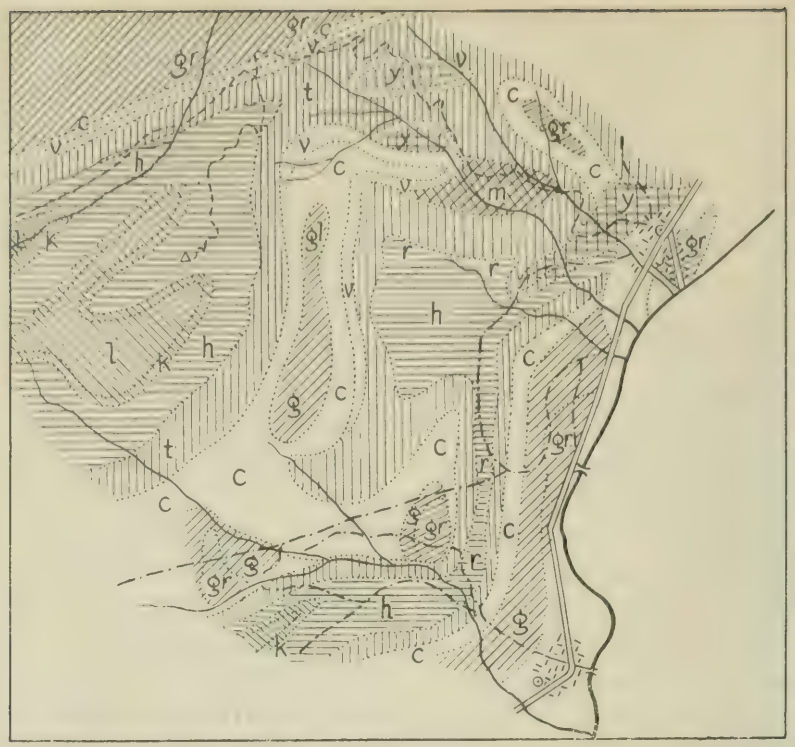
Den Dolomit des Padellagipfelgrates hat Böse für Hauptdolomit erklärt, aber ich habe nicht den geringsten Unter-

[1]) Geol. Untersuchungen im östlichen Unterengadin. Ber. d. naturf. Ges. Freiburg. Bd. XIV. S. 17.

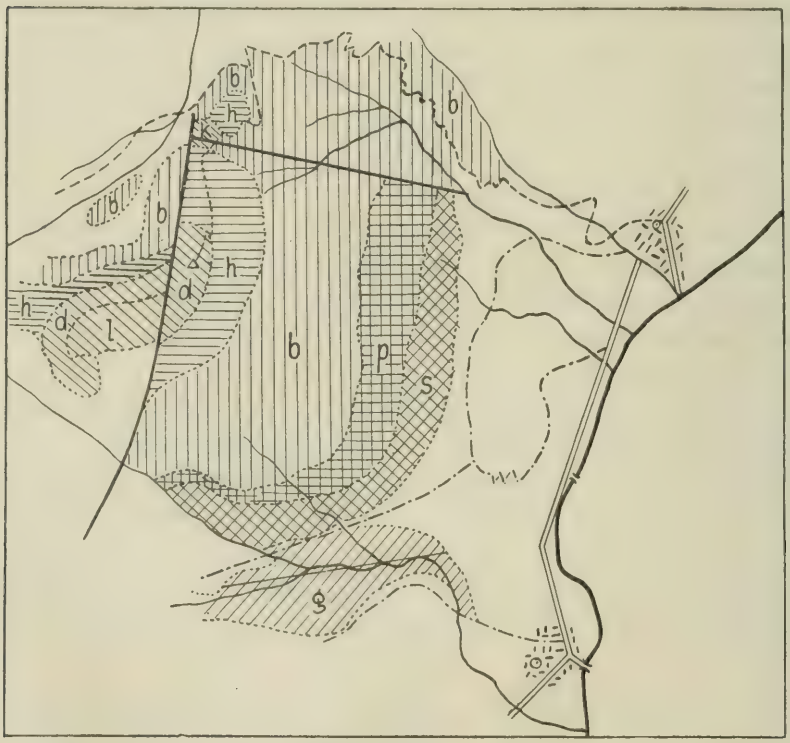
schied zwischen ihm und dem Rötidolomit des Sockels entdecken können. Im Gegenteil stellen sich unter den Koessener Schichten, die Böse auf der nördlichen Anstiegsroute aufgefunden hat, unzweifelhafte rote Quartenschiefer über dem Dolomit ein und beweisen, dass auch dieser zum Rötidolomit gehört. Letzterer nimmt an vielen Stellen einen brecciösen Charakter an, zeigt intensiv rote Farben und rote geschichte Einlagerungen. Wie Böse richtig bemerkt, ist eine sichere Grenze zwischen beiden Gebilden nicht festzustellen. Ich betrachte jene Bildung als eine Umlagerung des älteren Dolomites im rhätischen oder liasischen Meere und stelle sie in Parallele zu der roten Breccie auf der Alp Clavadatsch. Erst auf dem vom Gipfel gegen Westen fortsetzenden Grate stellen sich dicke graue Kalkbänke ein von liasischem Charakter, die deutlich von fucoidenreichem Flysch überlagert werden. Den Nordwestabsturz des Padellagrates und die Valetta von Samaden habe ich nicht besucht und dort keine Einzeichnungen auf dem Kärtchen gemacht. Ich bin also nicht sicher, ob der in meinen zwei Profilen dort eingetragene Lias wirklich dahingehört. Böse hat ihn als Buntsandstein bezeichnet. Soweit meine Untersuchungen reichen, stellt also der Piz Padella ein nach NW überkipptes Faltensystem dar, an dem sich nur Rötidolomit, Koessener Schichten, Lias und Flysch beteiligen. Vergleicht man dies mit dem Bau der Albula-Scholle, so ergibt sich nach jeder Richtung hin eine vollständige Uebereinstimmung und es wird dadurch von neuem bestätigt, dass beide Schollen dem gleichen basalen bündener Gebirge angehören.

Den Schafberg habe ich 1902 nicht untersucht, aber anlässlich einer geologischen Exkursion mit meinen Zuhörern in diesem Sommer, haben wir doch einiges davon zu sehen bekommen, was ich während des Druckes hier nachzutragen gerade noch Zeit finde.

In der Schlucht von Pedragrossa ist das Anstehende teils überdeckt teils stark verrutscht, so dass es sehr schwer halten dürfte, die Schichten vom Padellahang ohne Unterbrechung herüber auf den Schafberg zu verfolgen. Es hat aber den Anschein, dass annähernd in der Richtung dieser Schlucht eine Verwerfung durchzieht. So fand Dr. Broili und Schulze eine kleine von Rötidolomit begrenzte Flyschmulde in der Höhe von etwa 2150 m, die viel enger ist und tiefer liegt als die flache Flyschmulde auf der Höhe der Alp Clavadatsch. Vielleicht ist sie das SW-Ende der



Nach Theobald.
Fig. 43. l Lias, k Koessener, h Hauptdolomit, r Raibler, t Triasglieder, m Muschelkalk, v Verrucano, y Gips, c Casannaschiefer, gl Glimmerschiefer, g Gneiss, gr Granit.



Nach Böse.
Fig. 44. l Lias, k Koessener, d Steinsberger Kalk, h Hauptdolomit, b Buntsandstein, p palaeozoischer Dolomit, s Kalkschiefer, g Gneiss.

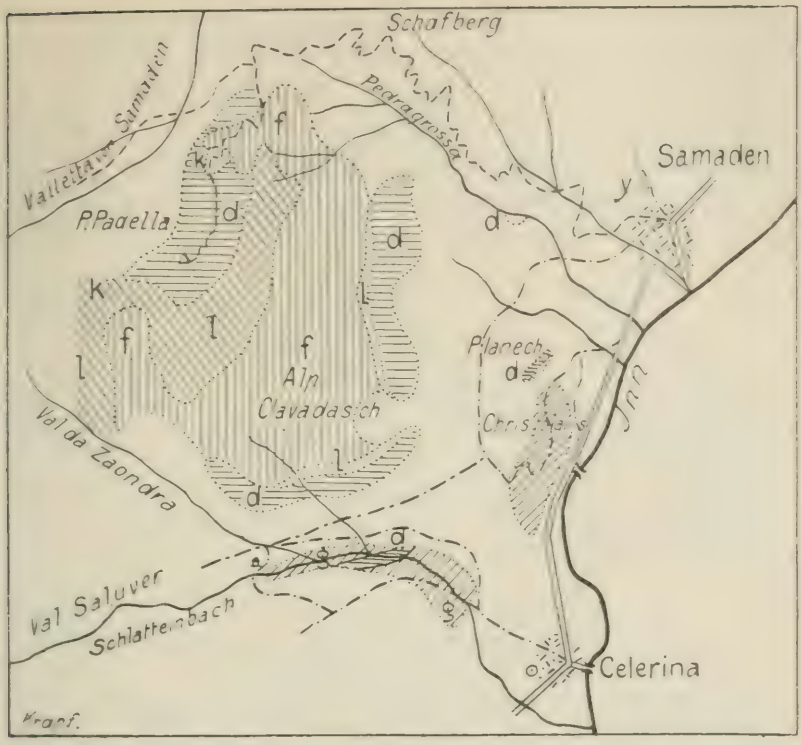


Fig. 45. Nach meinen Aufnahmen. — Geologische Karte des Piz Padella. 1:50000. f Flysch, l Lias, k Koessener, d Rötidolomit, y Gips, g Gneiss und Granit. (Lese Clavadatsch.)

Schafbergmulde. Dort steht nämlich der Lias bei Punkt 2256 des Siegfriedblattes an und wird von Rötidolomit gegen SO begrenzt, während die Rauhwacke des obern Muntatsch und das Gipslager nahe Punkt 2434 den NW-Flügel dieser Mulde darstellen dürften, der bei jener Gipsgrube dicht an den Albulagranit herantritt. Der obere Schafbergrücken ist aber von so zahllosen oft recht grossen Albulagranitblöcken überdeckt, dass das anstehende Gestein nur selten zu Tage kommt, und es macht dies den Eindruck, als ob diese vielen Blöcke der letzte Rest der Granitdecke seien, die sich ehemals über die ganze Padella-Scholle ausgebreitet haben muss. Diese Vermutung findet eine Unterstützung in dem Vorkommen des Albulagranites auf der Südostseite des Schafberges. Pater Richards hat diesen, der die hohen Steilwände bildet, die oberhalb der Terrasse von St. Peter aufragen, untersucht. Er fand darin einen Serpentingang und folgte diesem aufwärts bis dahin, wo in einer Höhe von ungefähr 2100 m der Granit auf einer geraden nordöstlich streichenden Linie an Rötidolomit angrenzt. Der Gang stösst auf die offenbare Verwerfungslinie, setzt aber nicht über dieselbe hinaus in den Dolomit hinein, der auch keinerlei Kontakt-

metamorphosen an der Berührung mit dem Granit zeigt. Die Schafbergmulde ist also sowohl auf der NW- wie auch auf der SO-Seite von Granit eingefasst. Während aber von jenen das Liegende nicht bekannt ist, hat es den Anschein, dass dieser auf dem Rötidolomit des Schulhauses von Samaden und auf dem Gipslager von St. Peter aufruhe. Diese reichen nämlich am Gehänge nur bis 1750 m herauf, während der

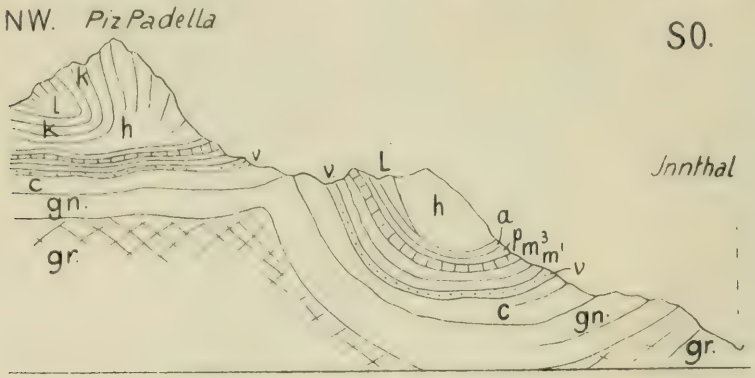


Fig. 46. Nach Theobald.
gr Granit, gn Gneiss, c Casanna-Schiefer, v Verrucano, m¹ unterer Muschelkalk u Rauhwacke, m³ Virgloriakalk, p Partnachmergel, a Arlbergkalk, L Lünerschichten und obere Rauhwacke, h Hauptdolomit, K Koessener Kalk, l Lias.

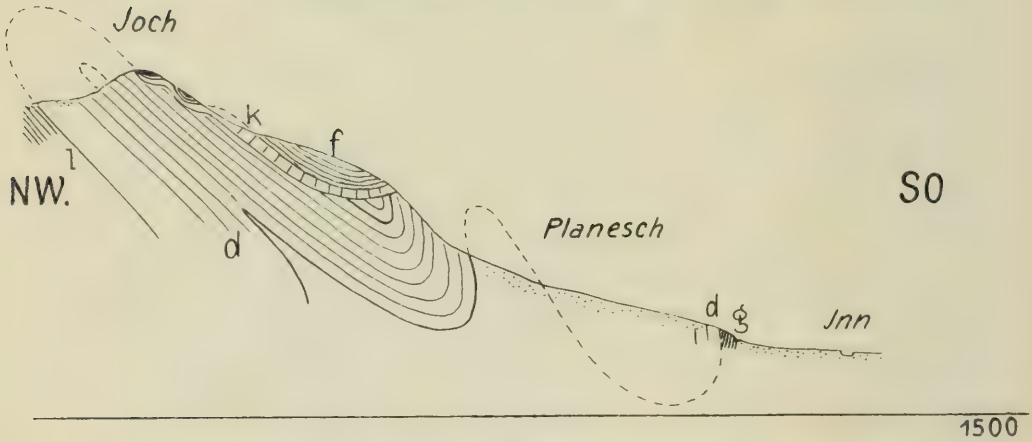


Fig. 47. Nach meinen Aufnahmen.

Granit erst 100 m weiter oben ansteht und 100 bis 200 m hohe Wände aufbaut. Die unmittelbare Auflagerung des Granites auf dem Dolomit ist allerdings nicht zu sehen, aber doch sehr wahrscheinlich. Späterem Absinken dieses Teiles der Padella-Scholle ist es zuzuschreiben, dass gerade hier wahrscheinlich noch ein erhebliches Stück der alten Granitschubdecke erhalten geblieben ist. Eine andere Verwerfung innerhalb der Padella-Scholle habe ich im Schlatteinbach beobachtet. Derselbe ist z. T. klammartig unterhalb der Einmündung des

Zuondrabaches in krystalline Schiefer eingeschnitten, die bis nahe an Celerina heran sichtbar sind. Aber ungefähr da, wo der Schlatteinbach aus seiner O-W-Richtung nach SO umbiegt, setzt mitten durch jene Schiefer ein ziemlich breiter Streifen von Rötidolomit, der nur durch eine Verwerfung in seine jetzige Lage gekommen sein kann. (S. Fig. 45).

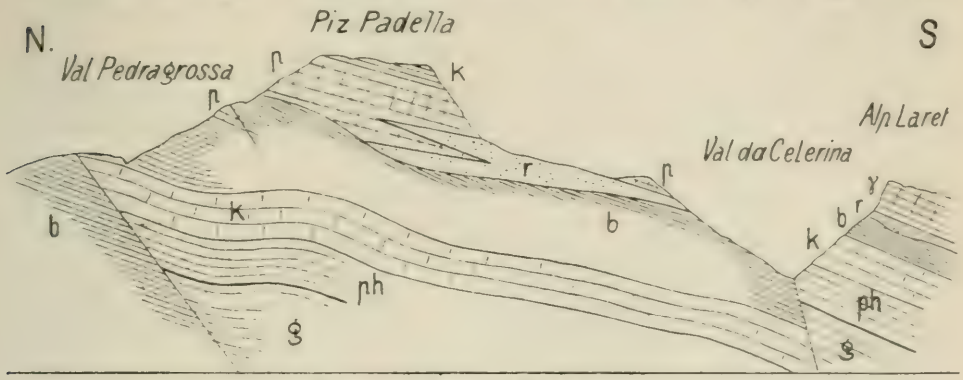


Fig. 48. Nach C. Diener.
g Gneiss, ph Kalkphyllit, k palaeoz. Kalk, b Verrucano, r Raibler Schichten, p Plattenkalk, k Koessener Schichten.

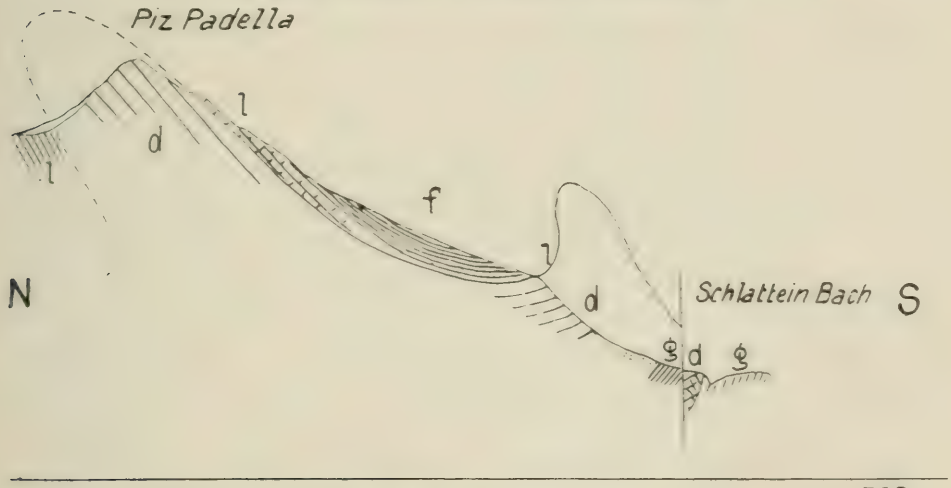


Fig. 49. Nach meinen Aufnahmen.
Buchstaben-Erklärung für Fig. 47 u. 49 siehe bei Fig. 45.

Wir ersehen daraus, dass die Padella-Scholle nicht nur durch ihre starke Faltung, sondern auch noch durch eine Menge grösserer und kleinerer Verschiebungen auf Brüchen ausgezeichnet ist, die sich in ihrer Verbreitung und Häufigkeit allerdings erst durch eine vollständige Kartirung werden feststellen lassen.

Die letztgenannte Verwerfung im Schlatteinbach setzt gegen Westen wahrscheinlich über den Lej alv im Saluvertal und zwischen Sass Corviglia und Piz Nair hindurch fort und teilt so die Padella-Scholle in 2 Hälften. (Fig. 50.)

Diener hat die Existenz dieser Brüche wohl erkannt im Gegensatz zu Theobald, der diesen Dingen kein Verständnis entgegen brachte, aber er hat ihre Bedeutung überschätzt, wenn er sagt: „Wechselflächen, entlang welchen der südliche Gebirgsteil regelmässig über den nördlichen hinaufgeschoben wurde“ und damit alle Schichtenfaltung ausschalten zu können meint (s. Fig. 48). Er berechnet die vertikale Schubhöhe auf 150 bis 300 m und trägt die Neigung der Schubflächen auf seinen Profilen mit 35 bis 75° ein. Ich weiss nicht, an welchen Stellen er diese Winkel gemessen hat, aber wo immer ich die Neigung direkt beobachten oder aus meinen kartographischen Eintragungen durch Konstruktion berechnen konnte, ergaben sich sehr steile bis vertikale Stellungen. In der durch die Saluververwerfung abgetrennten südlichen Hälfte der Padella-Scholle dominirt der Piz Nair mit seiner mächtigen Entwickelung des Sernifites, während die niedrigeren Gebiete der Alp Laret durch Rötidolomitfelsen und Gipslager ausgezeichnet sind. Auf der Südseite des Piz Nair legt sich auf den Sernifit ein merkwürdiges polygenes Konglomerat, das aber in Liaskalk und -schiefer eingebettet ist, so dass sein Alter keinem Zweifel unterliegen kann. Es streicht von dort nach Westen hinüber und hinauf zum Suvrettapass, von dem später durch Bergstürze ein gewaltiges Trümmermeer von Blöcken auf die Ostgehänge herabgestürzt ist. An diesen losen Blöcken kann man die Natur der im Konglomerat eingeschlossenen Gerölle besonders gut studiren: Ich sah dort bis über kopfgrosse Stücke von Glimmerschiefer, grünen und roten Schiefern, Quarziten, Porphyr, Granit mit weissem und grünlichem Feldspat. porphyrartigem Granit mit rötlichem Feldspat, Dolomit, dunklem Kalkstein u. s. w. Obwohl ich meine Aufmerksamkeit ganz besonders darauf gerichtet habe, war es mir nicht möglich auch nur ein einziges Stück Serpentin darunter aufzufinden. Aeusserlich haben die Granitstücke eine auffallende Aehnlichkeit mit Gesteinen des Julier- und Albulagranitmassives und ich würde sie unbedenklich damit identifiziert haben, wenn nicht Theobald (l. c. S. 91) ebenso wie schon 1839 Escher und Studer ausdrücklich das Fehlen nicht nur von Serpentin, sondern auch von Juliergranit behauptet hätten. Theobald untersuchte allerdings dieses Konglomerat auf der Höhe des Suvrettapasses, wo es ansteht, und nicht in den Schutthaufen, die vielleicht damals noch nicht existirten, aber der Untersuchung viel günstiger sind. Er war verwundert, dass

dieses Konglomerat direkt auf Verrucano liegt aber trotzdem Gerölle von jüngeren Kalksteinen führt und neigte zur Ansicht, dass es gleichen Alters sein müsse mit dem polygenen Konglomerat, das am Piz Bardella mitten im Lias auftritt. Damit hat er denn auch unzweifelhaft das Richtige getroffen. K. Dalmer[1]) hat 1886 in wahrscheinlich dem gleichen Konglomerat aber am Fuss des Piz Nair Berninagranit gefunden. Er glaubte zwar, dass das Konglomerat zum Verrucano gehöre und schloss daraus, dass dieser Granit älter als der Verrucano sein müsse, aber das kam daher, dass er sich auf Theobalds Karte verliess, die hier den Lias nicht eingetragen hat.

Zwei Jahre später hat Diener den Suvrettapass überschritten und er entdeckte dabei die Koessener Schichten, die wiederzufinden mir leider nicht geglückt ist. Aber das polygene Konglomerat hat er offenbar gar nicht gesehen, wahrscheinlich weil er nicht weit genug auf dem Passgrat nach Süden vorging. Dahingegen fand er beim Aufstieg zum Joch von der Julier Alp aus praetriasische bunte Breccien in casannaartigem Schiefer mit Geröllen von Serpentin. (S. 8.) So etwas hat ausser ihm bisher noch niemand gefunden und bedarf erst einer Bestätigung ebenso wie seine alten Schiefer am Piz Bardella (S. 9), von wo wir über dem Dolomit nur Koessener und Liasschichten und vielleicht auch Flysch kennen. Soweit es mir möglich war, das Profil des Suvrettapasses aufzunehmen, ergab sich mir folgende Schichtfolge: auf der Nordwestseite des Piz Suvretta Sernifit, darüber und den Gipfel und das südöstliche Gehänge einnehmend Rötidolomit, alles nach SO geneigt bis zum Pass, wo darüber Dieners Koessener Schichten liegen müssen. Dann steigt der Grat gegen den Julier wieder an, und es folgen mit gleichem Einfallen erst Sernifit und darüber das Liaskonglomerat, später der Juliergranit. Im Norden des P. Suvretta breitet sich ein Gletscher aus, auf dessen anderer Seite der Felskegel des Piz Trenterovas aufragt, der, soweit ich dies aus der Entfernung feststellen konnte, von einer vertikalen Verwerfungsspalte durchschnitten wird. Der Gipfel und die grössere Nordhälfte besteht aus Granit und gehört zur Albula-Scholle, die südliche Flanke besteht aus dem gleichen Sernifit wie der P. Suvretta und d'Agnelli. Weshalb Diener den P. Suvretta eine Antiklinale bilden lässt, ist mir unter diesen Umständen unverständ-

[1]) Beitrag z. Kenntnis der Granitmassen des Ober-Engadins. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1886.

lich geblieben. Auffallend ist die aussergewöhnliche Mächtigkeit und stark krystalline Beschaffenheit des Sernifites am Piz Suvretta und insbesondere am Piz d'Agnelli. Es rührt dies daher, dass sehr viel Porphyrmaterial, besonders in Form von Porphyrtuff, beigemengt ist, so dass man das Ganze am besten wohl als eine Art submarinen Vulkankegel auffasst. Auf dessen vorwiegend nach Süden geneigte Schichten legt sich dann aber ganz normal eine Decke von Rötidolomit, die häufig in Rauhwacke übergeht und mehrere grosse Gipslager einschliesst, genau so wie am Piz Padella. Auch die roten Quartenschiefer fehlen nicht. Auf diesem vorwiegend hellfarbigen Gesteine lagert die dunkle Decke der Koessener Schichten und des Lias mit ihren Kalkbänken und Schiefern. Der Farbenkontrast lässt nicht nur diese Auflagerung, sondern auch die ihr zu Grunde liegende Diskordanz schon von weitem leicht erkennen, in ausgezeichneter Weise am Corn Alv (Fig. 53) und auf der Südseite des Piz Bardella, wenn man ihn etwa von der Höhe des Lago di Gravasalvas aus betrachtet (Fig. 54). Von diesem Berge

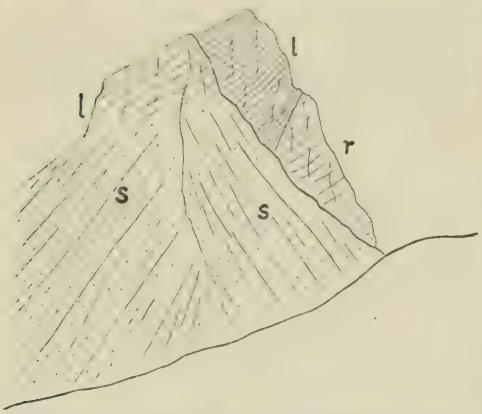


Fig. 53. Anblick der Nordostseite des Corn Alv.
r Rötidolomit, l Lias, s Gehängeschutt.

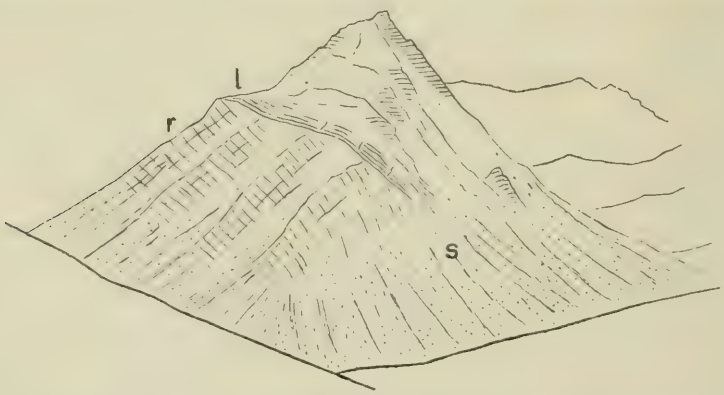


Fig. 54. Piz Bardella von der Höhe des Lago di Gravasalvas aus Süden gesehen.
r Rötidolomit, l Lias u. Koessener Sch., s Schuttmasse.

hat Steinmann (l. c. 1895) ein Profil gegeben, dessen Einzelheiten ich aber nicht vollständig bestätigen kann. Die Liasfleckenmergel liegen richtig zu oberst, wenn nicht

vielleicht das Ganze noch von Flysch gekrönt ist, dessen Fucoiden dort schon von Studer beobachtet worden sind. Ich habe aber den Gipfel nicht besucht und kann deshalb nur sagen, dass ich abgestürzte Flyschgesteine am Fusse des Berges angetroffen habe. Im Lias fand ich Belemniten und Pentacrinusstielglieder, ausserdem schwarze Hornsteine und jenes Suvretta-Konglomerat mit mehr oder minder stark abgerollten Bruchstücken von Dolomit, Kalkstein, Kalkschiefer, Hornstein und Gneiss. Die Koessener Kalke darunter schliessen schwer zu bestimmende Terebrateln und Gervillien ein. Der Dolomit ist kein Hauptdolomit, sondern Rötidolomit, und so liegen auch die Koessener Schichten in schwacher Diskordanz darüber. In diesem Dolomit treten mächtige Rauhwacken auf, die recht vielgestaltige Felsen bilden. Nach Steinmanns Profil erreicht man noch vor dem kleinen Seitenbach, der vom Piz Campagnon herabkommt, unter dem Dolomit, der aber Mergeleinlagerungen enthält, Verrucano mit einem 50 m mächtigen Quarzporphyrlager. Ich habe dasselbe auf der der Val d'Agnelli zugekehrten Seite nicht finden können und vermute, dass es auf der Westseite des Grates ansteht und zu demselben Verrucano gehört, der im Hintergrund der Val d'Agnelli, also im Süden des erwähnten Seitenbaches ansteht, die von Steinmann mit R und D bezeichneten Rauhwacken und Dolomite nicht über-, sondern ganz normal unterlagert und in grosser Mächtigkeit den Piz d'Agnelli aber ebenso die Gipfelregion des Piz Brascheng aufbaut. Was bei Steinmann als Hauptdolomit, Raibler Schichten, Rauhwacken und grauer geschichteter Dolomit gesondert eingezeichnet ist, erweist sich auf der Ostseite des Piz Bardella als ein einheitlicher Zug von Rötidolomit und den ihn begleitenden Rauhwacken. Sein Profil von N nach S gelegt durchschneidet die Schichten nicht quer zum Fallen, sondern schräg dazu ungefähr unter einem Winkel von 45°. Der Sernifit des Brascheng und Piz d'Agnelli liegt auf der Oberhalbsteiner Seite unmittelbar auf den grünen Bündnerschiefern, die ich aus diesem Grunde für palaeozoisch und nicht für liasisch halte. Wer letzteres annehmen will, muss einen grossen nach NW überkippten Sattel zu Hilfe nehmen, um zu erklären, warum der Lias am Bardella auf und im Oberhalbsteiner Tal unter dem Sernifit liegt. Aber damit wird man noch zu weiteren Hilfshypothesen gezwungen, um zu erklären, warum die mächtigen Rauhwacken und Dolomite des Piz Bardella sowie der Sernifit nicht auch weiter im Westen wieder unter

den Bündnerschiefern, wie man erwarten sollte, wenn diese Schiefer wirklich Lias sind und eine Mulde bilden, zum Vorschein kommen und warum statt dessen jene Bündnerschiefer dort tatsächlich direkt auf alten krystallinen Schiefern und Gneissen liegen. Wenn ferner diese Bündnerschiefer mit dem Bardella-Lias wirklich gleichalterig wären, warum haben sie einen so ganz verschiedenartigen Gesteinscharakter und warum ist es noch nie geglückt, die Konglomerate, Hornsteine und insbesondere die Belemniten und Pentacriniten darin aufzufinden, die am Bardella für den Lias so charakteristisch sind?

Wie man sich aber auch zu dieser stratigraphischen Frage stellen will, immer steht es fest, dass die Padella-Scholle hier im Oberhalbsteinschen unmittelbar mit dem basalen Bündener Gebirge zusammenhängt, also tektonisch unter der rhätischen Schubmasse liegt, wenn schon sie jetzt infolge stärkerer Hebung diese Ueberdeckung verloren hat bis auf den kleinen Rest am Schafberg bei Samaden.

6. Die rhätische Schubmasse des Juliergebietes.

Zwischen der Badella-Scholle im Norden und dem oberen Inntal im Süden liegt die ausgedehnte Granitmasse des Julier. Sie besteht abwechselnd aus mehr granitischen und mehr dioritischen Varietäten und liegt als Ganzes in krystallinischen Schiefergesteinen, die wie im oberen Suvrettatal am Fuss des Piz Julier als Glimmerschiefer, am Westfuss des Piz Lagrev auch als Gneiss entwickelt sind. In der östlichen Hälfte ihrer Ausbreitung herrschen diese Granite und krystallinen Schiefer ausschliesslich, reichen von den höchsten Bergesspitzen bis herab auf die Talsohlen und erwecken den Anschein, als ob sie auch weiter in unbeschränkte Tiefen hinab fortsetzten. In der westlichen Hälfte hingegen, wo sie zwar die Gipfelhöhen noch durchaus beherrschen, schieben sich von Westen her andere Gesteine unter sie hinein, sodass der Granit des Lagrev und Piz Gravasalvas schliesslich nur noch als eine kappenartige Decke auf normalen Sedimentgesteinen ruht, in denen man Lins. Rötidolomit, Sernifit und palaeozoische Bündnerschiefer leicht erkennen und ausscheiden kann. Geradeso wie der Albulagranit der Piz d'Err-Scholle ist also auch der Juliergranit gegen Westen über das basale Bündener Gebirge heraufgeschoben worden und der Ueberschiebungsstirnrand ist scharf gekennzeichnet. Er verläuft vom Westfuss des Piz Valetta quer über die Julierposstrasse zum

Lago di Gravasalvas, von dort in südlicher Richtung am Westfuss des Piz Lagrev vorbei hinauf zur Fuorcla di Gravasalvas und dann mit Wendung nach Osten schräg am nördlichen Gehänge des Inntales herab, das sie an den Ufern des Silvaplaner Sees erreicht. Westlich von der Fuorcla di Gravasalvas liegt noch ein isolirter Rest der grossen Granitdecke, die ehemals sich jedenfalls viel weiter nach Westen ausgedehnt hat, ehe die alpine Erosion ihre Tätigkeit entfalten konnte. Der Piz Gravasalvas und Materdell bestehen aus diesem Granitrest, der den erwähnten Sedimentgesteinen wie eine Kappe aufgesetzt ist.

Die basalen Sedimentgesteine sind zu einer gegen Westen überkippten Mulde angeordnet, deren Liaskern am unteren Ende des Silser Sees seinen Anfang nimmt, sich schräg am Talgehänge bis zur Fuorcla di Gravasalvas heraufzieht und auf der Nordseite bis zum Lago di Gravasalvas fortsetzt, wo er unter mächtigen Anhäufungen von Moränen und Gehängeschutt verschwindet. Beiderseits ist dieser Muldenkern von der Sernifitformation eingefasst, aber insofern nicht ganz symmetrisch, als auf der Westseite Sernifit und Rötidolomit, auf der Ostseite nur Sernifit vorkommt. Es ist dies für uns nichts neues mehr und entspringt der diskordanten Lagerung, die zwischen dem Lias und der permischen Sernifitformation hier allerorten existirt.

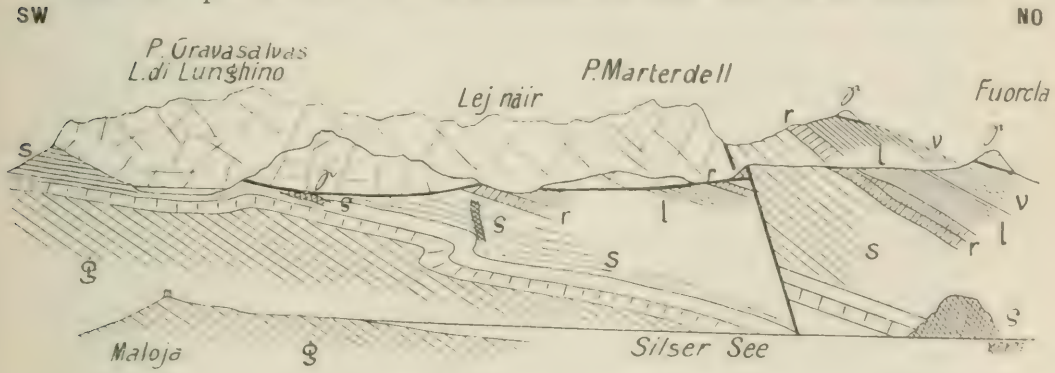


Fig. 55. Doppelprofil durch die Granitdecke von Gravasalvas.
l Lias, r Rötidolomit, v Sernifit, s palaeozoische Bündner Schiefer, g Gneiss, γ Granit, ς Serpentin. 1:50 000. — Die Schichtlinien für s sind rechts aus Versehen zu steil eingezeichnet, sie sollten parallel zur Unterlage sein.

Unter dem Sernifit liegen dann die mächtig entwickelten grünen und grauen Bündner Schiefer, die ihrerseits unmittelbar auf den krystallinen Schiefern und Gneissen der Maloja und des Piz Lunghino ruhen. Doch stellen sich in den Bündner Schiefern zu unterst an der Grenze gegen das Liegende einige hellfarbige z. T. ganz dolomitische Marmorlager ein von schwankender Mächtigkeit.

Petrographisch sind sie von dem ebenfalls hellfarbigen Rötidolomit durchaus verschieden, mit den grauen ebenfalls stark krystallinen Bündener Schiefern hingegen sind sie durch Wechsellagerung und Uebergänge aufs innigste verknüpft. Hier zeigt es sich ebenso deutlich wie im Oberhalbsteinschen, dass der Sernifit und Rötidolomit, welcher das Liegende des echten Lias bildet, jünger als diejenigen Bündner Schiefer sind, welche unmittelbar auf den Gneissen liegen und sich vom Lias durch ihre krystalline Beschaffenheit ganz wesentlich und leicht unterscheiden lassen.

Escher von der Linth, Bernhard Studer und Theobald haben die Auflagerung des Granites auf diesen Sedimentgesteinen richtig erkannt und letzterer sagt: (l. c. S. 113) „der Granit greift hier entschieden über die anderen Formationen“ und (S. 123) „so müssen wir entweder eine Ueberschiebung der granitischen Gesteine über diese Schiefer annehmen, oder voraussetzen, dass erstere als ein feurig flüssiger Teig sich über letztere ausgebreitet haben.“ Schon damals war also Theobald nahe daran, die grosse rhätische Ueberschiebung zu erkennen, aber er wurde dadurch daran gehindert, dass er an der Bernina die Ueberzeugung gewann, (S. 228) dass „da der Lias, welcher das jüngste Sedimentgestein im Bernina ist, durch die granitisch-syenitische Erhebung gehoben und verbogen wurde, diese Granite jedenfalls jünger als die Liasformation sind.“ Heutigen Tags wird man diesem Argumente keine grosse Bedeutung mehr beilegen wollen. Das jüngere Alter müsste durch Kontakthöfe und Granitapophysen in dem Lias beweisbar sein. Aber noch niemand hat etwas derartiges gefunden und die Angaben Dieners (l. c. S. 25) sind doch wohl viel zu unbestimmt, um hierbei in die Wagschale gelegt werden zu dürfen. Ganz unverständlich ist mir seine Schlussfolgerung auf S. 44 geblieben, wo er sagt: „Es bilden die Granite des Piz Nalar und Piz Gravasalvas das Hangende von Quarziten der Verrucanogruppe, die hier als Decke der Kalkphyllite in einer regelmässigen Mulde liegen, so dass zur Erklärung der Ueberlagerung durch die Granite die Annahme einer späteren Ueberschiebung *nicht* wohl herangezogen werden kann.“ Ich meine, wenn Diener dieses *„nicht“* weggelassen hätte, würde seine Schlussfolgerung natürlicher und annehmbarer erscheinen. K. Dalmer[1])

[1]) Beitrag zur Kenntnis der Granitmassen des Oberengadins. Z. d. D. Ges. 1886.

hat 1886 wichtige Gründe für das höhere Alter des Bernina-Granites beigebracht, deren Bedeutung Diener auch anerkennt. Aber es geht doch wohl nicht an, sich in der Weise aus dem Dilemma zu ziehen, dass man einen Teil des Granites für jünger, einen andern für älter erklärt. Dahingegen muss erwähnt werden, dass ich tatsächlich im Sernifit einen granitischen Gang mit deutlichen Kontakterscheinungen beobachtet habe. Es ist ein ganz eigenartiger heller feinkörniger Granit, der kleine Gänge 900 m westlich des Piz Suvretta und 400 m nördlich des Punktes 2834 der Siegfriedkarte bildet. Es ist das nicht sehr verwunderlich, da dort auch viel Porphyr und Porphyrtuff vorkommen, wir also wahrscheinlich nicht ferne von einem submarinen permischen Vulkane sind. Auch die kleine Granitmasse neben der Julierstrasse bei den Hütten der Alp Surgenda steckt vielleicht in dem im Osten angrenzenden Sernifit. Dieser Granit hat porphyrisches Aussehen und ist von dem Juliergranit jedenfalls recht verschieden. In den hangenden Rötidolomit hingegen gehen diese Granite nicht herauf. Wir können also als Ergebnis zusammenfassen: die Masse des Juliergranites steckt in krystallinischen Schiefern, gegen Norden ist sie durch eine annähernd vertikale Verwerfungsspalte von den Liasfalten der Padella-Scholle getrennt, im Westen aber ist sie über die Liasfalten des basalen bündner Gebirges flach hinübergeschoben.

Die isolirte Granitmasse von Gravasalvas habe ich während der schon erwähnten Exkursion im Herbst 1905 nochmals besucht und wir sind dabei der Südgrenze des Granites vom Lago Lunghino bis zur Fuorcla di Gravasalvas gefolgt. Es hat sich dabei (Fig. 55) ergeben, dass die Basis des Granites sehr scharf an den verschiedenartigen Sedimentgesteinen abschneidet, dass die in letzteren aufsetzenden Serpentingänge nicht in den Granit hinaufgehen und dass keinerlei kontaktmetamorphe Veränderungen an der Granitgrenze zu beobachten sind, wohl aber solche mechanischer Art, wie sie Ueberschiebungen zu begleiten pflegen. Die auffällig steile Ost-Wand des Marterdell, mit der zugleich die Granitkappe ihr östliches Ende erreicht, ist die Folge einer Verwerfung, die sich von dort in südöstlicher Richtung bis zum Crap da Chüern am Silser See herabzieht und leicht erkennen lässt. Ihre Sprunghöhe beträgt einige hundert Meter, um welchen Betrag der westliche Gebirgsteil abgesunken ist.

An ihrem südöstlichen Rande ist die Granitkappe terrassenartig verbreitert und auf dieser Terrasse liegen

zwei kleine Seen eingesenkt, von denen der eine auf dem Siegfriedblatt den Namen Lej nair (schwarzer See) führt. Während wir unterhalb dieser zwei Seen, deren Abfluss über jähe Felswände von Granit erfolgt, dem Kontakt dieses Granites mit dem basalen Gebirge folgten, kletterten auf meine Veranlassung die Herren Hahn und Dr. G. Schulze auf die Terrasse hinauf, um zu sehen, ob in den trichterförmigen Seebecken nicht vielleicht das basale Gebirge „fensterartig" durch den Granit heraufschaue. So war es auch und zahlreiche Stücke von Liasgesteinen und Rötidolomit, die sie an den Seeufern fanden, beweisen auf das Unzweideutigste, dass der Granit hier wirklich auf den Schiefern liegen muss.

7. Die rhätische Schubmasse im Berninastock.

Es erscheint so als ob die Granitmasse des Julier-Massives zwischen Silvaplana und St. Moriz ohne Unterbrechung über das Inntal hinübersetze und in ungestörter ursprünglicher Verbindung mit dem Berninastocke stehe. In Wirklichkeit jedoch stossen beide hier nur aneinander, sind aber durch eine von der Maloja das Inntal herablaufenden Verwerfungsspalte getrennt.

Ebenso indessen wie die Juliergranite stehen auch die der Bernina (auf eine Unterscheidung der verschiedenen Varietäten, die in der Literatur als Syenite, Diorit, gneissartige Granite etc. aufgeführt werden, kann ich hier nicht näher eingehen und ich fasse das Ganze unter der Bezeichnung einer granitischen Masse zusammen) in inniger Beziehung zu Gneissen und Glimmerschiefern, und ebenso wie links vom Inn ist auch hier rechts desselben dieser ganze Gesteinskomplex im Westen und Süden über die palaeozoischen Schichtgesteine geschoben. Die Ueberschiebungsgrenze beginnt bei Surlej, läuft südwärts um den Corvatsch herum auf das Hochjoch zwischen Piz Glüschaint und Tremoggia. Hier wendet sie sich nach Osten, umzieht die südlichen Steilwände der Sella, der Giumels, des Piz Roseg, Zupö und Palü und endet auf der Ostseite dieses Berges an einer vertikalen Verwerfungsspalte, die in nördlicher Richtung über den Diavolezzapass, die Bernina-Häuser und die Fuorcla da Prünas in das gleichnamige Tal zieht, dann aber noch, ehe sie Val Chamuëra erreicht, nach NW umwendet und oberhalb Ponte das Inntal betritt.

Westlich von Pontresina im Berninamassiv walten die granitischen Gesteine, östlich am Piz Languard, Muraigl und Vadret die Gneisse und Glimmerschiefer vor.

Dass der Marmor und die Dolomite, welche bei Sils-Maria auf dem Gneiss und unter den grauen und grünen Bündner Schiefern liegen und in denen THEOBALD auf Grund seines bekannten Triasschemas Buntsandstein, Muschelkalk, Arlbergkalk und Hauptdolomit ausgeschieden hat, ganz und gar versteinerungslos sind und auch petrographisch nicht die geringste Aehnlichkeit mit den wirklichen Gliedern der Bündner Trias haben, darauf hat schon DIENER genügend hingewiesen. Es waren folgenschwere stratigraphische Irrtümer, denen THEOBALD hier zum Opfer gefallen ist, denn sie haben natürlich zur weiteren unrichtigen Annahme führen müssen, dass die darüber liegenden Bündnerschiefer posttriasisch seien. Wie drüben am Lunghino-See und bei Gravasalvas beginnen die Sedimente über dem Gneiss mit fast vollkommen krystallinischen Kalkgesteinen, die schichtenweise durch viel hinzutretende Glimmer, je nachdem mehr als Kalkglimmerschiefer oder mehr als Kalkphyllite entwickelt sind. Die reinen Kalkmarmore stehen in häufiger Wechsellagerung mit Dolomitmarmoren, welche mit Salzsäure betupft nicht brausen. Nach oben nehmen die Marmore rasch ab und stellen sich statt dessen quarzreicher Kalkglimmerschiefer und kalkarme grauwackenartige serizitische Gesteine ein, die oft hellfarbige aber braunanwitternde Knauern und Linsen von Dolomit einschliessen. Die grünlichen serizitischen Schiefer überwiegen endlich entschieden und wir befinden uns dann in der Zone der „grünen bündner Schiefer", deren Hauptmasse aus Diabasmaterial bestehen dürfte, und die ich schon um deswillen für ursprüngliche Diabastuffe und nicht etwa dynamometamorph umgewandelte Diabaslager oder Gänge halte, weil sonst unerklärt bliebe, weshalb das Diabaslager am Crialetsch, das ebenfalls in dieser Zone der grünen Schiefer liegt, nicht auch in Schiefer umgewandelt wurde. Auf der Südseite des Inntales haben wir somit dieselbe petrographische Gliederung in den Bündner Schiefern wie auf der Nordseite, nämlich in eine untere Zone der Kalk- und Dolomitmarmore und eine obere der Diabastuffe, nur dass hier in Folge von nach West überkippten engen Faltungen die untere Zone sich in einiger Höhe inmitten der Schiefer der oberen Zone nochmals heraushebt in der Höhe der Mortèls und Surlej Alp. Nach den Angaben DIENERS lässt sich

dieser obere Ausstrich südwärts auch noch am Piz Chüern, Tremoggia und Sasso d'Entova beobachten.

Oberhalb der Alp Surlej legt sich auf dieses Faltensystem von Bündner Schiefern der Gneiss des Piz Corvatsch, aber an seiner Basis kommt doch noch eine wenn auch schmale Zone von roten Sernifitschiefern mit roten Hornsteinknollen sowohl am Weg von Sils zur Fuorcla Surlej bei 2400—2460 m Höheals auch bei 2300 m Höhe am Surlejbach zum Vorschein. (Fig. 56.) Daraus ergibt sich aber wie

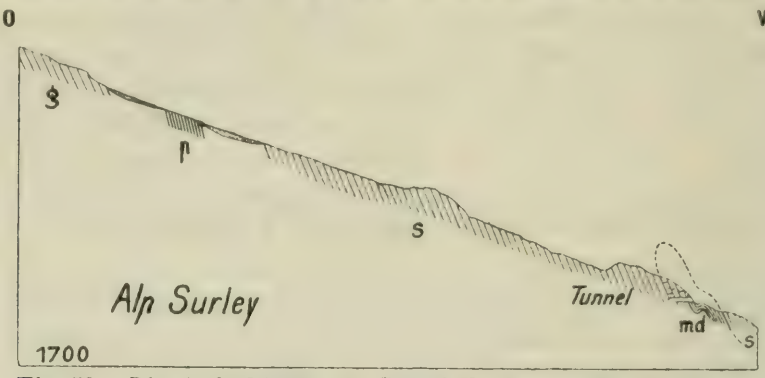


Fig. 56. Die Aufschlüsse am Surlej-Bach zwischen 2400 und 1950 m Meereshöhe.
md Marmor u. Dolomit, S grüner bündner Schiefer, p Sernifitschiefer, g Gneiss.
Die Basislinie ist nicht 1700 m, sondern 1900 m hoch! 1:15,000

bei Gravasalvas für die tiefer liegenden Bündner Schiefer ein höheres palaeozoisches Alter, und im Osten der Sernifitschiefer könnten wir auch hier Rötidolomit und Lias anzutreffen erwarten, wenn nicht alles jüngere von einer gewaltigen Gneissdecke verhüllt wäre.

Es ist eine bemerkenswerte Tatsache, dass die liasischen Gesteine überall hier nur wenig metamorphosirt sind, während die palaeozoischen Bündner Schiefer schon so krystallinisch geworden, dass dabei alle früher gewiss vorhandenen Versteinerungen verschwunden sind. Kalkstein und Dolomit sind nicht nur in Marmor umgewandelt, sondern es haben sich auch eine Menge von Glimmermineralien in ihnen und dem Kalkschiefer gebildet, so dass diese Gesteine oft ein ganz gneissartiges Aussehen zur Schau tragen. Quarz und Feldspat treten ausserdem in vielen Varietäten hinzu, die ursprünglich wahrscheinlich normale Grauwacken waren und später erst ein gneissartiges Aussehen erlangt haben. Und wenn anders die grünen Schiefer früher wirklich Diabastuffe gewesen sind, so haben auch sie ihren Mineralbestand recht erheblich umgewandelt. Man hat von mancher Seite diese Metamorphose dem jüngern Gebirgsdruck zugeschoben, dem

die Alpen ihre Faltung verdanken, aber das geht nicht an. Die so viel weniger umgewandelten Liasgesteine sind ja doch ebenso stark gefaltet und gepresst worden, aber weder sind dabei die Spuren der Versteinerungen ausgelöscht, noch ist ihre ursprüngliche Gesteinsbeschaffenheit so total verändert worden. Ich schliesse daraus, dass die palaeozoischen Gesteine schon vor Ablagerung der Liassedimente ihre hauptsächlichste Metamorphose erlitten haben, die ich aber für keine Dynamo-, sondern für eine Regionalmetamorphose halte und die in Beziehung zum Eindringen des Granits in die unterliegenden Gneisse und Glimmerschiefer gestanden haben mag, womit die früher von mir[1]) geschilderten Verhältnisse am Surettahorn und bei Vals in Uebereinstimmung stehen.

Diener hat 1888 den Gneiss des Piz Corvatsch als eine jüngere den grünen Bündner Schiefern aufgelagerte Formation erklärt. Er sagt S. 15: Dieser ganze mächtige Komplex von Phyllitgesteinen mit ihren Kalkeinlagerungen wird normal und konkordant überlagert von einer gewaltigen Masse von Talkschiefern (?) und Gneissen, welche die Gipfel des Scheidekammes zwischen Val Roseg und Val Fex vom Piz Glüschaint bis zum Piz Corvatsch zusammensetzen." . . . „Die durch keinerlei Beobachtung gerechtfertigte Annahme einer horizontalen Ueberschiebung des oberen Gneisshorizontes über flach geneigte Schichten auf eine Länge von mehr als zehn Kilometer wäre die notwendige Voraussetzung für die Möglichkeit einer solchen Deutung und auch dann noch würden die nahen Beziehungen zu den Gesteinen des Gravasalvazuges einer derartigen Auffassung kaum zu überwindende Schwierigkeiten entgegenstellen." Wir sehen also Diener hier zu demselben Hilfsmittel greifen, welches in Sachsen, Skandinavien und Schottland schon viel früher angewandt worden ist, um die Auflagerung von Gneiss auf versteinerungsführenden Sedimenten zu erklären, das aber in allen diesen Ländern wieder aufgegeben worden ist, weil man erkannte, dass Ueberschiebungen vorliegen. Es sind gegenwärtig jedenfalls genügende Beobachtungen vorhanden, so dass man von der Annahme einer Ueberschiebung um 10 km nicht mehr zurückzuschrecken braucht. Aber ausserdem muss ich hervorheben, dass Diener den Beweis für eine konkordante Auflagerung der Gneisse auf

[1]) Ueber das Alter der Bündner Schiefer. Ztschr. d. D. geol. Ges. 1895. S. 10—13.

seinen Kalkphylliten nicht erbracht hat. Das Profil, welches er auf Tafel II gibt, zeigt uns auf den „palaeozoischen Kalken", welche von der Tremoggia bis Marmorè mit schwacher Neigung herabziehen, im Süden die „jüngeren Gneisse" des Glüschaint und Corvatsch konkordant aufgelagert, im Norden aber statt ihrer die Grünen Schiefer mit dem Diabas des Crialetsch, nur durch einen Sattel vom Corvatsch getrennt, aber im selben Niveau liegend, obwohl dieselben nach Dieners eignen Angaben der Kalkphyllitgruppe angehören, welche älter als der jüngere Gneiss sein soll. Es besteht somit nach Dieners eignem Profil keine konkordante Auflagerung und wir müssen wirklich in Staunen geraten, wie dieser Autor solchen Widerspruch zwischen Text und Zeichnung übersehen konnte. Uebrigens entdecken wir bei genauerem Zusehen in jenem Profil noch eine Reihe von Ungenauigkeiten. Es hat nur den Anschein eines Profiles mit Längenmasstab 1 : 100 000, ist aber in Wirklichkeit eine Art von Ansichtszeichnung mit oft um 1000 m überhöhten Bergen, während anderseits die Furchetta zwischen Crialetsch und Corvatsch mit richtiger Höhe angegeben ist und infolgedessen verhältnismässig viel zu tief eingeschnitten erscheint. In richtigen Grössen-

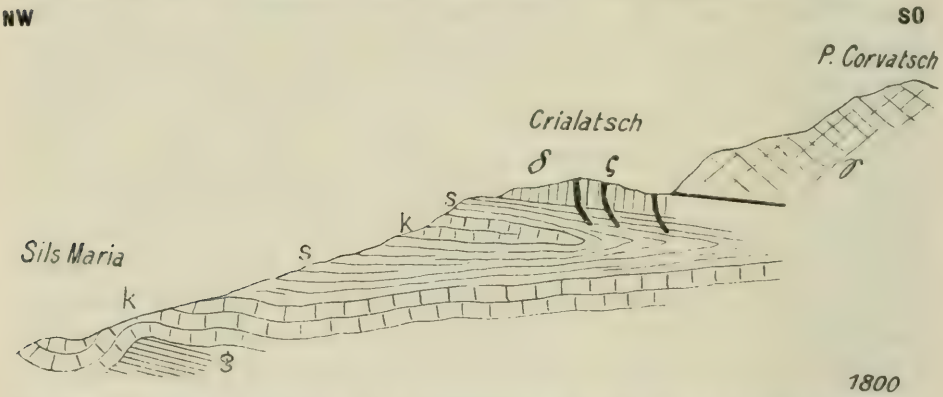


Fig. 57. g krystall. Schiefer, k Kalkschiefer mit Marmor, s grüner Schiefer, δ Diabas, ς Serpentin, γ Augengneiss der Bernina-Schubmasse. 1 : 50 000. (st. Crialatsch, lese Crialetsch.)

verhältnissen gebe ich diese Stelle in Fig. 57 wieder. Die Auflagerungsfläche des Gneisses, die nördlich des Piz Tremoggia ungefähr 3100 m hoch liegt, sinkt allmählich bis zum Lej Sgrischus auf 2700, steigt dann bis zur Furchetta wieder auf 2800, wo sie direkt auf den grünen Schiefern liegt. Bei Lej Sgrischus erreicht der Marmorzug eine Höhe von 2700, bei der Furchetta nur noch von 2600, oder mit anderen Worten die Zone der grünen

Schiefer ist dort höchstens 100 m, hier jedenfalls 200 m mächtig. Gehen wir aber der Marmorzone folgend von da nach Osten, so sehen wir sie in die Zacken der Chastelets fortsetzen, eine Höhe von 2850 gewinnen und unmittelbar die Auflagerungsfläche des Gneisses erreichen. Es besteht also durchaus keine Konkordanz zwischen dem oberen oder „jüngeren“ Gneiss und den unteren Kalkphylliten. Das erkennt man auch ganz deutlich bei Beobachtung des Schichtenverlaufes im Gneiss, der jedenfalls an mehreren Stellen nicht zur Auflagerungsfläche parallel ist. Diener hat zwei Marmorzüge angenommen, von denen der obere der jüngere sein soll. Bei dem vollständigen Mangel an Versteinerungen ist es natürlich sehr schwer, sich darüber völlige Gewissheit zu verschaffen. Aber der Umstand, dass der obere Zug nicht konstant aushält, sondern stellenweise sich verschmälert und auch ganz auszukeilen scheint, anderwärts eine grosse Breite erhält, macht es mir sehr wahrscheinlich, dass er derselbe Zug wie der untere ist und in den darüber liegenden grünen Schiefern infolge von sattelförmigen Aufbiegungen streckenweise zum Vorschein kommt. Das steht auch sehr gut im Einklang mit den Erfahrungen auf der andern Talseite, wo nur *ein* solcher Marmorzug an der Basis der Bündnerschiefer vorhanden ist. Das schon erwähnte Vorkommen von Sernifit unter dem Gneiss auf Alp Surlej zerstört vollends die Vorstellungen Dieners.

An vielen Stellen der Berggehänge zwischen Surlej und Val da Fex setzen in diesem palaeozoischen Faltensystem Serpentinstöcke und Gänge auf. Sie stehen in keinem genetischen Zusammenhange mit den palaeozoischen Diabasen und Diabastuffen, sie sind jünger als diese, wie man sich am Pass Lunghino leicht überzeugt, wo ein Serpentingang aus den grauen Bündner Schiefern in den Sernifit und Rötidolomit hinein fortsetzt. Wir wissen, dass ganz ähnliche Serpentine im Arosaer Gebirge auch bis in den Flysch und selbst vom basalen in das darübergeschobene Gebirge heraufgehen, mithin jedenfalls tertiären Alters sind. Somit werden wir die Eruption des Engadiner Serpentin in dieselbe Zeit verlegen dürfen.

Die Gneisse, welche der Schubmasse angehören, haben verschiedenes Aussehen, oft sind sie sehr feinkörnig und reich an serizitischen Glimmerhäuten, so dass sie als Glimmerschiefer oder Phyllite zu bezeichnen sind. Vorherrschend ist ein Augengneiss, dessen Augen aber meist nicht viel

über Bohnengrösse gehen. An den nordwestlichen Steilwänden des Corvatsch liegen Trümmermeere von herabgestürzten Blöcken, an denen man besonders gut deren petrographische Beschaffenheit studiren kann. Recht auffällig ist dort die Häufigkeit von Brecciengängen, wobei das Gangmaterial aus zertrümmertem, aber wieder fest zusammengefügtem Nebengestein besteht. Man wird diese Bildung wohl mit der Ueberschiebung in Verbindung bringen und sie als den Ausdruck der grossen mechanischen Vorgänge betrachten dürfen, die sich in den aus der Tiefe herausgepressten und gewaltsam über andere hingeschobenen Gesteinsmassen abgespielt haben müssen.

Soweit die Schubfläche von mir untersucht worden ist oder nach Theobalds Karte festgelegt werden konnte, steigt sie im allgemeinen von Norden nach Süden in die Höhe. Bei Surlej erhebt sie sich aus der Tiefe bis zur Talsohle (1800 m), dann steigt sie gegen Süden bis zu 2500 m auf kurz bevor sie die Chastelets erreicht, hier springt sie infolge einer wahrscheinlich von SO nach NW streichenden Verwerfung, plötzlich um über 300 m in die Höhe, und bleibt eine Strecke weit horizontal, um sich dann bis Lej Sgrischus (2700) sogar um etwas über 100 m zu senken, worauf sie dann dauernd ansteigt bis zum Hochpass der Fuorcla Fex-Scersen zwischen Tremoggia und Glüschaint (3100). Annähernd diese Höhe scheint sie dann auf der ganzen Südseite des Berninamassives zu behalten. Die von ewigem Schnee und Eis umhüllten Gehänge machen eine genaue Festlegung der Höhen hier äusserst schwierig. Aber es kann keinem Zweifel unterliegen, dass das basale Gebirge hoch heraufreicht. Die Gneisse, Glimmerschiefer und sonstigen krystallinen Schiefer des basalen Gebirges setzen ohne Unterbrechung aus dem Fedoz- und Fextale in das Malencotal herüber und ziehen von da ins Tal von Poschiavo. Hier stellt sich bei Sassalbo wieder eine weithin durch ihre weisse Farbe auffallende muldenförmige Einlagerung von Dolomit ein und auf der Nordseite des Berninapasses begegnen wir einer ähnlicher Mulde am Piz Alv. Wir sind noch immer im basalen Gebirge, aber bereits auf der Ostseite der Berninaschubmasse angelangt.

Der Piz Alv hat seit Theobalds Schilderung wiederholt die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich gelenkt.

Theobald unterschied folgende Formationsglieder: Lias, Dachsteinkalk, Koessener Schichten mit unbestimmten Terebrateln und Muscheln, Hauptdolomit, Raibler und Arl-

bergschichten, Muschelkalk und Verrucano. Wie gewöhnlich hatte er aber Versteinerungen nur aus dem Lias („unbestimmbare", „schlecht erhaltene Belemniten" l. c. S. 191) und aus den Koessener Schichten („verschiedene Terebrateln und andere Muscheln, die wegen schlechter Erhaltung und zerdrückten Formen noch nicht bestimmt worden sind".) Schon Escher hatte nach Studer (l. c. I 897 u. f.) am Corno Bianco (= Piz Alv) Pentacriniten und Aggregate kleiner, unbestimmbarer Bivalven gefunden.

Das Profil, welches Theobald (l. c. Fig. 7) durch Piz Alv und Piz dels Lejs (Minor) gibt, ist sehr verwickelt und kaum verständlich. Es ist von SW nach NO gerichtet, und obwohl im Text für die Schichten zwischen den beiden Berggipfeln ausdrücklich als herrschendes das Einfallen nach O und NO angegeben ist, so fallen sie auf der Zeichnung doch nur selten in dieser Richtung ein, sondern stehen meist senkrecht oder nach SW geneigt. Theobald zeichnete dies offenbar so, um eine Verbindung mit der Mulde herzustellen, welche in SW am Fuss des Piz Alv so deutlich von der Berninastrasse aus wahrgenommen wird.

Suess und Diener haben diesen Berg 1883 besucht und letzterer hat darüber einen Bericht gegeben[1].) Die Koessener Schichten ergaben reiche Ausbeute, doch konnte M. Neumayr seine Bestimmung der Tausend von Terebrateln als T. gregaria nur als eine „wahrscheinliche" bezeichnen. Cidaritenstacheln wurden der Spezies Falgeri zugerechnet und festgestellt, dass sie und häufige Pentacrinusstielglieder zwar nie mit den Terebrateln zusammen in derselben Bank liegen, aber dass dennoch die Brachiopoden- und Pentacrinus-Schichten so vielfach mit einander wechsellagern, dass sie gleiches Alter haben müssen.

Ueber diesen nach NW geneigten rhätischen Schichten fehlt der von Theobald angegebene Dachsteinkalk durchaus und es folgen sogleich die Liaskalke mit Hornsteinbändern und darüber eine mächtige rote und weisse Lias-Breccie — ohne Schichtung, gänzlich zertrümmert und marmorisirt, mit zahlreichen eingeschalteten und eingequetschten roten thonigen und kalkigen Massen — die Vertreter der Adnether Schichten oder der Steinsberger Kalke. Hier fand Theobald unbestimmbare Belemniten.

Die rhätischen Schichten liegen gegen SO „auf einem wohlgeschichteten splitterigen Kalksteine von bald hell-

[1]) Die Kalkfalte des Piz Alv in Graubünden. Jahrb. d. Geol. R. A. Wien 1884, S. 313.

grauer bald rötlichweisser Färbung", Theobald's Hauptdolomit, in dem jedoch als für die obere Trias befremdlich „das Auftreten mehrerer ziemlich mächtiger, zum Teil lebhaft gelb gefärbter Hornsteinzüge angegeben wird, ebenso wie „das Vorkommen von Arsenkies und eingewachsenen Doppelpyramiden von Quarz in diesem magnesiareichen Kalksteine." Die Gesamtmächtigkeit wird auf 200 m geschätzt und des Fundes von zweifelhaften Diploporen und eines schlecht erhaltenen Durchschnittes eines Gasteropoden (Natica?) Erwähnung getan. Wenn es sich hierbei wirklich um Petrefacten handeln sollte, so wäre das ungemein bedeutungsvoll, da bisher im Rötidolomit noch keine Spuren solcher zu finden waren.

Unter diesem „Hauptdolomit" liegen rosarote Quarzite mit grünen serizitischen Einlagerungen, eine rosafarbene bis hellgrüne und glimmerführende Kalksteinbank bildet den Uebergang zum hangenden Dolomit (ich vermute, dass auch diese schon Dolomit ist, hat doch Diener auch später die echten Dolomite im Engadin als Plattenkalke bezeichnet). „Dies ist so ziemlich alles, was man in dem Kalkzuge des Piz Alv mit einiger Berechtigung zur unteren Trias stellen könnte, die somit, wenn überhaupt, jedenfalls nur sehr schwach entwickelt ist. Das Auftreten von Lüner Schichten zwischen Hauptdolomit und den eben genannten zweifelhaften Aequivalenten der unteren Trias konnten wir nirgends mit Sicherheit konstatiren, obwohl die Lüner Schichten nach Theobald hier durch grünliche Schiefer und Rauhwacken vertreten sein sollen." Ich habe diese Stelle wörtlich angeführt, weil sie beweist, dass es hier Suess und Diener ebenso mit den vielen Triasgliedern, die Theobald so gern unter den Rötidolomit gelegt hat, ergangen ist wie mir im ganzen Bündner Land. Sie sind eben nicht aufzufinden.

Von neuem wurde der Piz Alv 1896 von E. Böse (l. c. S. 598) untersucht, der zu ganz ähnlicher Auffassung der Schichtenreihe kam und nur in tektonischer Hinsicht einige Veränderungen vornahm, indem er die NW einfallenden Schichten am Fuss des Berges von den SO fallenden des Gipfels als durch einen Querbruch getrennt ansah, so dass der unten fehlende Nordflügel der Mulde am Gipfel auftrete, aber gegen Süden in das Niveau des Südflügels verschoben sei. Diese Querverschiebung existirt wirklich, aber das Verhältnis der beiderseitigen Schichtmassen ist, wie wir gleich sehen werden, doch ein anderes.

Der Dolomit des Piz Alv hat, wie schon aus Dieners Darstellung hervorgeht, mit dem Hauptdolomit der ostalpinen Trias gar keine Aehnlichkeit. Seine rote Färbung und sein Quarzreichtum sind diesem durchaus fremd. Im Hangenden der Koessener Schichten liegen zunächst graue Liaskalke mit Hornsteinen, darüber folgt eine rote *Dolomitbreccie*. Es ist das kein Kalk, also auch kein Steinsberger Kalk. Je weiter man ins Hangende dieser Breccie gelangt, um so mehr tritt ihr Brecciencharakter zurück und schliesslich steht echter fester und wohlgebankter Dolomit an, der wenn auch untergeordnet einzelne rote Quartenschiefereinlagerungen aufweist und den linken Ausgang des Heutales flankirt. Wir haben also eine richtige, nach SO überkippte Mulde vor uns, nur fehlen die Koessenerkalke und -mergel, die auf dem Südflügel mächtig und fossilreich entwickelt sind, auf dem Nordflügel ganz. Statt dessen ist der Dolomit ähnlich wie am Piz Padella in eine Breccie umgearbeitet, in der rote mergelige Lagen eingenistet vorkommen. Die zweifellosen Liaskalke liegen im Muldenkern, auf der einen Seite den Koessener Schichten, auf der anderen der Dolomitbreccie aufgelagert. Ob diese Breccie den Koessener oder dem Lias zuzusprechen sei, kann ich nicht entscheiden. Theobalds Belemnitenfund scheint eher für liasisches Alter zu sprechen. Also die ganze Trias mit Ausnahme der Koessener Schichten fehlt hier vollständig. Letztere liegen direkt aber diskordant auf dem Rötidolomit und Sernifit, genau so wie wir es bisher allerorten im basalen Bündner Gebirge angetroffen haben.

Diese Mulde des SW-Fusses des Piz Alv ist gegen das Berninatal von Schutt bedeckt, setzt aber in südwestlicher Richtung über dasselbe hinweg in die Val d'Arlas hinein. Sie hat eine Breite von 800 Metern. Ungefähr 2 Kilometer weit kann man den Dolomiten, die zumeist allein aus dem Moränen- und Gebirgschutt herausragen, talaufwärts folgen, dann enden sie plötzlich und die im Hintergrund 600 m hoch ansteigenden Wände des Piz Troval und d'Arlas bestehen nur aus krystallinen Schiefern. Die Dolomitmulde hat sich aber nicht etwa ausgekeilt, sie ist nur durch eine Querverwerfung abgeschnitten und die Ueberreste des abgeschnittenen westlichen Teiles trifft man, um fast 1000 m nach SO verschoben, auf dem Bergrücken, der sich vom Piz d'Arlas (3367 m) gegen den Lago nero am Berninapass herabzieht. Dieser steil ansteigende Ausläufer wird hauptsächlich aus Augengneissen aufgebaut, die ohne Unter-

brechung zum Gipfel d'Arlas heraufziehen. Bis zur Höhe von 2600 m sind sie das einzige Gestein, dann aber stellen sich plötzlich Rauhwacke und Rötidolomit ein, die auf steil aufgerichteten nach NW geneigten Thonschiefern und Quarziten ruhen, deren Gneissunterlage mehrfach von weissen Aplitgängen durchschwärmt wird. Der dickbankige quarzitische Quarzsandstein wechsellagert mit den schwärzlichen, z. T. grauwackenartigen Schiefern, die nach oben vorherrschen und stellenweise so schwarz gefärbt sind, dass ich lange wenn auch vergeblich nach Carbonpflanzen darin gesucht habe. Der hangende Dolomit ist mit diesen Schiefern durch Wechsellagerung verbunden und in diesem Niveau dünnplattig mit Neigung zur Schiefrigkeit. Solche Uebergänge pflegte Theobald als Muschelkalk und Partnachkalke einzutragen. Darüber folgt der normale Dolomit vielfach, wie dies dem Rötidolomit allgemein eigen ist, von Quarzgängen durchsetzt und stellenweise treten auch Rauhwacken auf. Da diese Dolomite ungefähr gleiche Neigung wie das Berggehänge haben, demselben also gewissermassen gleichförmig aufliegen, sind sie von der Erosion leicht ergriffen und weggeführt worden, so dass jetzt nur noch wenige kleine Partien davon erhalten sind. Gegen Nordost enden sie plötzlich und in der Fortsetzung ihrer Streichrichtung steht in gleicher Höhe Gneiss an. Das kann nur durch eine Querverwerfung erklärt werden. Von der waldlosen Höhe gegen Val d'Arlas herabschauend erkennt man leicht, dass das vorhin besprochene Westende der Piz-Alvmulde und das Ostende unserer oberen Mulde durch eine von NW nach SO gezogenen Linie verbunden werden können, die ich auf Figur 58 als Verwerfungslinie eingezeichnet habe. Theobald hat die Sachlage durchaus unrichtig dargestellt, indem er die Piz-Alv-Mulde im rechten Winkel umbiegen und zum Ostende des Piz Arlas-Muldenkeiles heraufstreichen liess, was sich aber mit dem durchaus nordöstlichen Streichen der Schichten in beiden Mulden in keiner Weise in Uebereinstimmung bringen lässt.

Die Piz d'Arlas-Mulde habe ich am Grat gegen den Gipfel bis zu einer Meereshöhe von 3000 m verfolgt, wo sie zu enden scheint wahrscheinlich auch an einer Querverwerfung, wie das auf Figur 58 angedeutet ist. Doch fehlt auf dem schmalen luftigen Berggrat der hangende Dolomit und es ist schwer, die Grenze zwischen seinen liegenden Schiefern und dem Gneiss festzustellen. Nachher aber, nämlich im März 1903, hat mir Herr H. Brockmann

aus Winterthur Proben eines Dolomites geschickt, die er auf der Forcola di Carale zwischen dem Piz Carale und Sassal Massone also auf der Südseite des Cambrena-Gletschers anstehend aufgefunden hat. Es ist echter Rötidolomit und die Vermutung liegt nahe, dass derselbe die weitere Fortsetzung der Piz Alv-Mulde darstellt, die neuerdings durch eine Querverschiebung nach SO geschoben worden ist.

Kehren wir nun zum Piz Alv zurück, so treffen wir dort ebenfalls auf eine deutliche Querverwerfung, die schon Böse richtig erkannt hat. Dieselbe schneidet südlich vom Gipfel dieses Berges die nach SO überkippte Mulde in ostwestlicher Richtung ab und hat ihre nordöstliche Fortsetzung soweit nach W vorgeschoben, dass deren SO-Flügel jetzt im Niveau ihres NW-Flügels liegt. Zugleich erscheint diese Fortsetzung nicht mehr als eine nach SO überkippte, sondern als eine stark nach Westen umgelegte, fast ganz liegende Mulde. Der liasische Muldenkern ist in den nördlichen Steilgehängen des Berges sichtbar und wird vom Dolomit unter- und überlagert, so dass der Gipfel des Piz Alv schon dem hangenden Muldenflügel angehört, auf dessen Dolomit sich gegen den Piz Minor hin die krystallinen Schiefer mit stellenweiser (aber auf Fig. 58 nicht besonders ausgeschiedener) Zwischenlagerung von Sernifit ausbreiten. Der Dolomit dieses hangenden Muldenflügels senkt sich in geschlossenen Wänden vom Gipfel des Piz Alv langsam gegen Osten in das hintere Heutal herab, setzt bei Alp la Stretta über die Talsohle herüber und steigt dann auf den gegenüberliegenden Talgehängen langsam wieder gegen Westen in die Höhe bis zum Gipfel des Piz Tschüffer. Hier erscheint darunter wieder der liasische und stellenweise auch von Koessener Schichten begleitete Muldenkern, der seinerseits wie am Piz Alv von ungefähr 200 m mächtigem Rötidolomit und krystallinem Schiefer unterteuft ist. Gegen die Pischa im Westen nimmt der Dolomit aber rasch an Mächtigkeit ab, so dass mehrfach der Lias sogar unmittelbar von den krystallinem Schiefern unter- und überlagert wird. Die Ursache liegt darin, dass der Lias bez. die Koessener Schichten diskordant auf dem Dolomit zur Ablagerung gekommen sind. Beim Aufstieg vom Heutal zur Pischa kann man diese Diskordanz und die unregelmässige Auflagerungsfläche sehr deutlich an den vegetationslosen Gehängen wahrnehmen. Die horizontalen bis schwach nach Norden geneigten Platten des Lias krönen

das Hochplateau der Pischa, und der Lej della Pischa ist in dieselben eingesenkt. Aber sowohl im Osten wie im Westen dieses Hochtales ist noch eine Decke von Rötidolomit dem Lias aufgelagert. Zum Studium dieser Gegend ist es gut den Spätherbst zu wählen, weil dann die Schneedecke auf der circa 2800 m hohen Terrasse nicht mehr hinderlich ist.

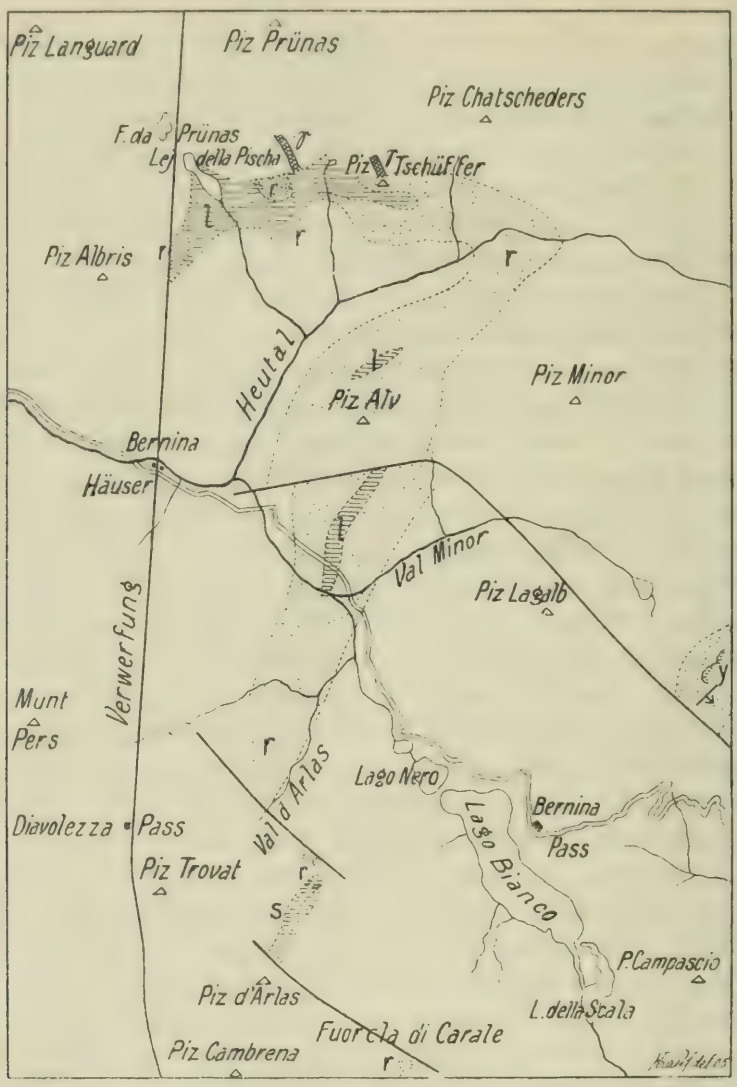


Fig. 58. Das weisse Feld besteht aus Graniten u. kryst. Schiefer, γ Granitgänge, s palaeoz. Schiefer, r Rötidolomit, l Koessener u. Lias. 1 : 100 000.

Steigt man vom Gipfel des Piz Tschüffer auf dem Westgehänge gegen das Tschüfferkar ab, so überschreitet man bald die untere Grenze des Rötidolomites, dann eine dünne Zone der Koessener Lumachelle und gelangt danach

an die Liaskalkschiefer, die durch Pentacrinusstielglieder und Hornsteinknollen charakterisirt sind. Man ist damit aus dem hangenden Muldenflügel in den Muldenkern gelangt und kann nun gegen Westen immerfort auf diesen Kalkschiefern fortschreiten bis zum Pischasee und noch etwa 800 Meter weiter nach SW. Zugleich sieht man wie hier im Westen der Lias von den krystallinen Schiefern mehrfach unmittelbar unter- und überlagert wird, dass also der Rötidolomit nicht stets dazwischen liegt, obschon ganz im Westen (wenig östlich von dem Buchstaben s des Wortes Albris auf der Siegfriedkarte Blatt St. Moriz) wieder eine dünne Lage dieses Dolomites sich auf dem Lias also in überkippter Lagerung einstellt. Wenn es genügend aper ist, kann man all' diese merkwürdigen Verhältnisse vorzüglich beobachten und man sieht dann nicht nur wie der Lias und Dolomit an der vorerwähnten Stelle plötzlich an den Gneiss und Granit des Piz Albris anstossen und längs einer rein nord-südlichen Verwerfungslinie enden, sondern auch wie der dünnplattige Liaskalk auf weite Strecken schwach wellig gebogen den Boden der Terrasse bildet, unter dem aber häufig auch noch der liegende Dolomit in Terrainvertiefungen hervorschaut. Die Grenze zwischen beiden bildet oftmals eine Kalkbank, die in Menge Bruchstücke des liegenden Dolomites einschliesst als Beweis dafür, dass vor Ablagerung der Liaskalke der ältere Dolomit teilweise durch die Meereserosion zerstört worden ist, wie wir das ja schon am Piz Alv und Padella kennen gelernt haben. Unzweifelhaft muss eine längere absatzfreie Periode zwischen der Ablagerung des Dolomites und der Liaskalke gelegen haben.

Kurz bevor man das untere Ende des Languard-Gletschers erreicht hat, stossen diese Lias- und Dolomitbänke an dem Gneiss ab, der nun rasch am Gehänge des Albris sich in die Höhe hebt und in dem der Granitstock des Albris aufsitzt. Diese Anlagerung ist die Folge jener von Nord nach Süd streichenden vertikalen Verwerfungsspalte, die ganz deutlich zu Tage geht und auf der eine vertikale Verschiebung von mindestens 1000 m eingetreten sein muss. Denn der Granit des Albris gehört bereits zur Bernina-Schubmasse, die auf das basale Bündner Gebirge heraufgeschoben worden ist, das hier jedenfalls erst in einer Tiefe von über 1000 m zu erreichen wäre. Der im Osten anstossende Dolomit und Lias hingegen gehören bereits zu diesem basalen Gebirge, wie aus ihrem ununterbrochenen

Zusammenhang mit diesem über Poschiavo und das Malencotal hervorgeht. Wahrscheinlich lag also einstmal auch über dem Pischa-See die rhätische Schubmasse ausgebreitet und hat bei ihrer Ankunft die Mulden im basalen Gebirge so stark zusammengedrückt und in die Horizontale umgelegt. (Siehe Fig. 59 und 60). Als dann auf jener Spalte das

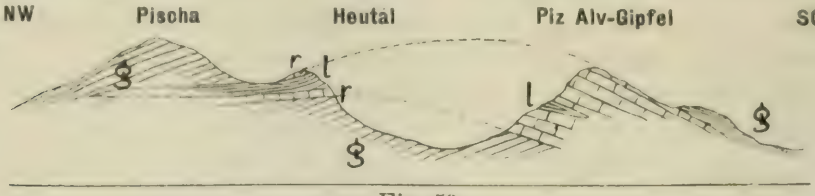


Fig. 59.

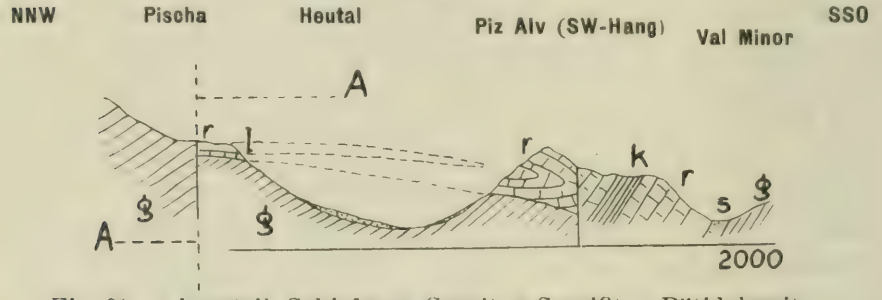


Fig. 60. g krystall. Schiefer u. Granit, s Sernifit, r Rötidolomit k Koessener, l Lias, A Rhätische Ueberschiebung. 1 : 75000.

östliche Gebirge um über 1000 m gehoben wurde, ist die Schubdecke der Erosion zum Opfer gefallen und jetzt gänzlich verschwunden, während sie im Westen, in der Tiefe liegend, vor Zerstörung besser gewahrt war.

Denken wir uns diese Verwerfungsspalte (s. Fig. 58) von hier aus gegen Süden in gleicher Richtung verlängert, so träfe sie gerade den Diavolezza-Pass und würde zwischen Piz Palü und Pizzo Cambrena hindurchstreichen. Sie fiele also ziemlich genau mit der Grenze zusammen, die nach Theobalds Karte die Granitmassen des Berninastockes von den von Osten her an sie herantretenden krystallinen Schiefern trennt.

Wenn man dieser Verwerfung in umgekehrter Richtung nach Norden auf die Fuorcla (2835 m), welche ins Prünastal hinüberführt, folgt, so hat man einen lehrreichen Blick auf die nördlichen Gehänge der Val Chamuëra, an denen Piz Vauglia und Corn erkennbar hervortreten. Ersterer besteht aus krystallinen Schiefern, die sich auf ein rotes Sernifitband legen, welches vom Gipfel des Corn nach rechts langsam unter den Piz Vauglia ins Tal herabzieht; darunter mit gleicher Neigung liegt zuerst ein helles breites Band von Rötidolomit, das links vom Corn die Kammhöhe erreicht, und dann ein schwarzes Kalkband, welches

auf dem hellen Dolomit des Piz Mezzem ruht, dessen höchste Erhebung aber von dem vorgelagerten Olivel verdeckt ist. Ohne Zweifel sehen wir auf eine ebenfalls gegen NW umgelegte Liasmulde, die in ihrem Baue die grösste Aehnlichkeit mit der Piz Alv-Mulde hat. Obwohl ich zu deren Aufnahme keine Zeit gefunden habe, so will ich doch die tektonische Vorstellung mitteilen, zu der mich meine Beobachtungen geführt haben.

Der Dolomit des Piz Mezzem oder Mezzaun ist bisher stets für Hauptdolomit gehalten worden, Gümbel (1887) und Böse sind hierin Theobald gefolgt. Tatsächlich liegen versteinerungsreiche Koessener Schichten und Lias

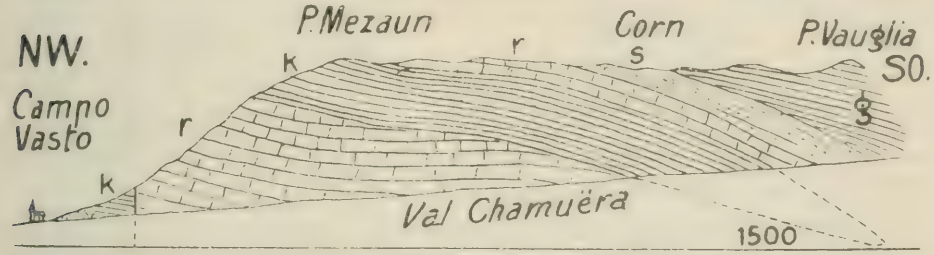


Fig. 61. g krystall. Schiefer, s Sernifit, r Rötidolomit, k Koessener u. Lias. 1 : 75 000.

auf der anscheinend über 300 m mächtigen Dolomitmasse, aber tiefere Glieder der Trias sind palaeontologisch nicht zu begründen gewesen. Die schon von Escher entdeckten fossilreichen rhätischen Schichten am Ausgang der Val Chamuëra hielt Gümbel für Muschelkalk, auf dem dann der Hauptdolomit des Piz Mezzem liegen sollte. Böse hat diesen Irrtum berichtigt und angenommen, was sehr wahrscheinlich ist, dass dieser Komplex von Koessener Schichten durch eine Verwerfung an den Fuss des mächtig aufragenden Dolomites gekommen ist, der hoch oben ebenfalls als sein Hangendes Koessener Schichten trägt. Böse unterschied in den Dolomitwänden von unten an zuerst schwarze Kalke und rötliche bis schwärzliche sandige Kalkschiefer, die er, obwohl er keine Versteinerungen darin fand, als Muschelkalk und Partnachschichten deutete. Wie mächtig dieselben sind, gibt er nicht an. Dann folgt Dolomit, roter und gelber Sandstein, rote Schiefer, Dolomit graue bis gelbe Sandsteine, Dolomit, der bis zum Gipfel heraufgeht und von den rhätischen Kalken überdeckt wird. Die Ausscheidung von Arlberg- und Raibler Schichten, die er ohne den geringsten palaeontologischen Anhalt vornimmt, ist sehr gewagt. Ueber die Diskordanz, welche zwischen dem Dolomit und den hangenden Kalkschiefern besteht,

belehrt uns schon der Anblick des Berges vom Inntal aus. Jene hangenden Koessener und der Lias werden im Hintergrund des Tales von Dolomit überlagert, den Böse für palaeozoisch erklärt, weil er am Corn von Buntsandstein (i. e. Sernifit) überlagert werde. Er nimmt also an, dass eine Ueberschiebung das Palaeozikum über Trias und Lias gebracht habe, was aber sehr unwahrscheinlich ist, weil sich die krystallinen Schiefer des Piz Vauglia über diesen Sernifit des Corn legen und damit anzeigen, dass der ganze Kamm eine liegende Falte darstellt.

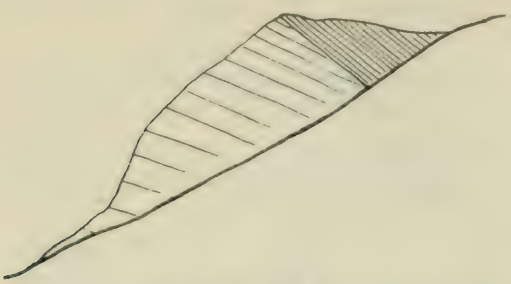


Fig. 62.
Anblick des Piz Mezzaun vom Inntal.

Ich kenne denselben Dolomitzug aus der Val Casanna, wo er ganz die Beschaffenheit des Rötidolomites hat, wozu ich auch denjenigen des Piz Mezzem gerade wegen seiner Einlagerungen von rotem Sandstein und Schiefer zu halten bewogen wurde. Der Dolomit des Mezzem setzt von der nördlichen auf die südliche Talseite herüber, bildet dort aber nur noch eine schmale Felsterrasse und wird dann jählings von den Gneissen und krystallinen Schiefern der Bernina-Schubmasse auf jener Verwerfungsspalte, die von der Diavolezza über Pischa herüberkommt, abgeschnitten. Diese Pischa-Spalte setzt aber über das Inntal nicht unmittelbar fort, sondern erst etwa 2 Kilometer talabwärts bei Ponte beginnt wieder eine Spalte in gleicher Richtung nach Westen fortzusetzen — es ist das die südliche Begrenzungsspalte der Albula-Scholle, die um den Betrag von 2 Km wahrscheinlich erst nachträglich durch eine Verschiebung auf der Inntalspalte dislozirt worden ist.

Wir sehen also wie durch spätere Verwerfungen erst die Deck-Schollen der Bernina, des Julier und Piz d'Err in ihre heutige relativ tiefe Lage gekommen sind und dass dadurch zugleich die anfänglich ganz zusammenhängende rhätische Schubmasse in einzelne Teile zerlegt worden ist.

8. Die Grenze der rhätischen Schubmasse zwischen Cinuschel und Livigno

Wir waren früher der Albula-Verwerfung von Oberhalbstein bis Cinuschel im Engadin gefolgt. Jetzt gilt es

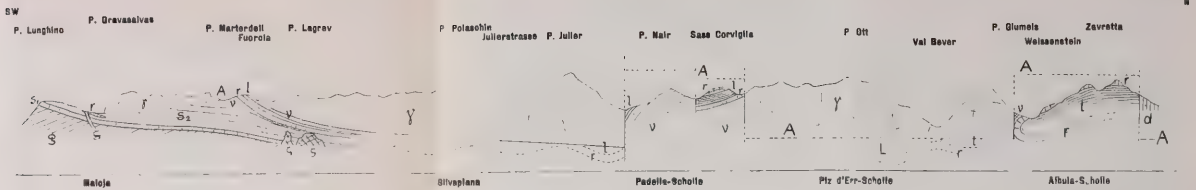


Fig. 50.

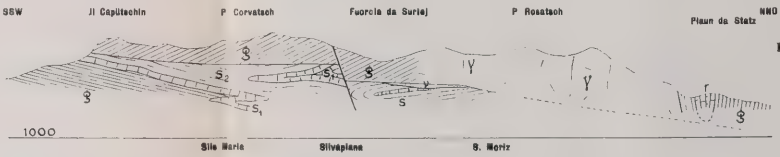


Fig. 51.

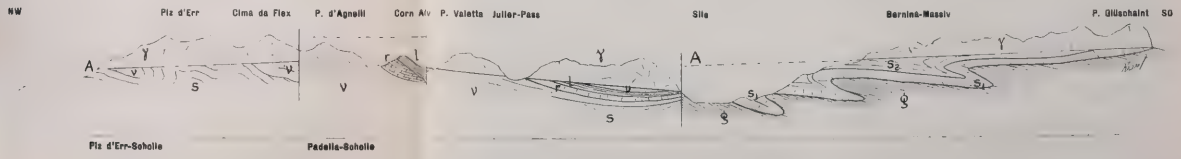


Fig. 52.

Die rhätische Ueberschiebung im Engadin (A). g krystalline Schiefer, γ Granit, s¹ palaeozoischer Marmor, s² obere Schiefer, v Serpentin, r Rötidolomit, l Lias, ζ Serpentin. — Massstab 1 : 100000.

zu sehen, wohin sich von dort die Grenze der grossen geschlossenen rhätischen Schubmasse wendet. Darüber belehrt uns nun sofort die Verbreitung der mächtigen Triassedimente, welche im Osten von Cinuschel den Piz d'Esen und gegen Süden den Piz Casanna aufbauen. Wir befinden uns da wieder in demselben Triasbezirk, den wir zuletzt bei Bergün durchwandert hatten.

Die Gliederung ist ähnlich wie im nördlichen Bünden. Zu unterst liegt roter bis gelber Quarzsandstein, manchmal in Letten übergehend, darüber gelbe Rauhwacke und dann schwarzer Dolomit oder Kalk zuweilen mit schwarzen Hornsteinknollen, die zwar sehr selten Versteinerungen führen, die man aber doch wohl für ein Aequivalent des Muschelkalkes ansehen darf. Die tiefere Rauhwacke kann fehlen oder der Sandstein, nicht selten sind aber auch beide vorhanden und wenn schon sie noch keine Versteinerungen geliefert haben, so hat man sich doch daran gewöhnt, in ihnen das tiefste Glied der Trias zu sehen. Der Sandstein geht oft fälschlich unter dem Namen Verrucano; ebenso wie der wahre Verrucano oder Sernifit oft als Buntsandstein bezeichnet wird. In Wirklichkeit sind beide Bildungen meist sehr deutlich petrographisch von einander unterschieden.

Ueber den dunklen Kalken und Dolomiten des Muschelkalkes erhebt sich dann eine mächtige Serie von hellen und noch heller anwitternden Dolomiten, die bei Theobald kurzerhand als Hauptdolomit figuriren. Böse hat versucht in ihnen die Horizonte der Arlberg- und Raiblerschichten besonders auszuscheiden, da aber sicher leitende Versteinerungen bisher aus dieser ganzen Serie noch nicht bekannt geworden sind, so hat diese Unterscheidung weder einen theoretischen noch einen praktischen Wert. Ich bezeichne diesen ganzen Komplex deshalb einfach als *obertriasischen Dolomit*, auf dem dann völlig konkordant die meist recht mächtige Reihe von versteinerungsreichen Koessener Kalken und Mergeln liegt. Der liegende Dolomit ist nicht nur durch diese Konkordanz sondern auch durch seine Gesteinsbeschaffenheit und viel bedeutendere Mächtigkeit von dem palaeozoischen Rötidolomit unterschieden. Er führt keine Quarzgänge und Adern, wittert nicht bräunlich an, ist dagegen sehr häufig stark bituminös.

Dachsteinkalk über den Koessener Schichten, den Theobald vielfach angibt, kommt nicht vor, vielmehr stellen sich sofort darüber die grauen bis schwarzen liasischen Kalke und Mergel in der echten Allgäuer Facies

ein. Sie sind hier viel reicher an Versteinerungen als im basalen Bündner Gebirge und insbesondere von diesem durch das Vorkommen von Ammoniten ausgezeichnet, die in Mengen in der Val di Trepalle unterhalb Livigno und nach Böse auch in der Val Trupschum gesammelt werden können. Endlich hat Gümbel in letzterem Tal als oberstes Glied auch die roten oberjurassischen Aptychenkalke nachgewiesen, die wahrscheinlich auch im Hintergrund der Val Saliente anstehen und ausserdem weiter im Osten von Böse am Piz Lischana aufgefunden worden sind.

Inzwischen hat ein Teil dieses Triasgebietes nämlich die Lischanagruppe eine spezielle Beschreibung und kartographische Darstellung durch W. Schiller gefunden (Ber. naturf. Ges., Freiburg, Bd, 14, 1904). Er gliedert die Trias von unten nach oben in *Buntsandstein*; *untere Rauhwacke* (nur lokal entwickelt); *Muschelkalk* bis 180 m mächtig, mit wenigen aber spezifisch unbestimmbaren Versteinerungen; *Partnachschichten (?)*, schwarze dünnplattige Dolomite; *Wettersteindolomit*, 150—200 m mit wenigen, spezifisch unsicheren Versteinerungen; *Raibler Schichten*, 0—30 m mächtige Rauwacken, bunte Tonschiefer, rötliche Kieselschiefer, Sandsteine und Dolomit, ohne alle Versteinerungen; *Hauptdolomit* 200—1000 m mächtig mit nur stellenweise häufigen aber spezifisch unbestimmbaren Bivalven. Die *Koessener Mergel* fehlen ganz und der *Lias*, als Steinsbergkalk oder Allgäuschlefer entwickelt, liegt direkt auf dem Hauptdolomit.

Bemerkenswert ist es, dass wir hier allen Trias-Gliedern der nördlichen Kalkalpen begegnen, obwohl keine einzige Versteinerung namhaft gemacht werden konnte und obwohl jedermann weiss, dass die dortige Trias auch petrographisch sich stark von der nordalpinen unterscheidet. Es ist eine Parallelisirung, die sich palaeontologisch gar nicht und selbst petrographisch nur ungenügend begründen lässt. Der echte Wettersteinkalk z. B. ist ein fast immer dickbankiger Kalkstein, der nur selten als Dolomit entwickelt ist, von den Raibler Schichten überlagert wird und entweder auf den Partnachschichten oder dem Muschelkalk liegt, zuweilen aber auch bis in den Muschelkalkhorizont herabreicht. Er ist also eine besondere Facies, die den oberen Muschelkalk und die unteren Horizonte der oberen Trias bis an die Raibler Schichten heran vertreten kann. Schillers Wettersteindolomit ist statt dessen ein wohl geschichteter Dolomit, in dem Kalkbänke selten sind, und der mehrfach Kieselknollen einschliesst. Eine besondere petrographische Aehnlichkeit mit dem echten Wettersteinkalk besteht also nicht. Das einzige ähnliche ist, dass grosse Diploporen darin vorkommen, aber so lange nicht spezifische Bestimmungen derselben vorliegen, hat die Anwesenheit dieses während der ganzen Triaszeit lebenden Geschlechtes keine ausschlaggebende Bedeutung. Der Vergleich mit einem „vermutlichen Wettersteinkalk“ zwischen Lüner See und Cavelljoch im Rhätikon (l. c. S. 13), in dem „keulenförmige Seeigelstacheln“ vorkommen, erscheint sehr seltsam, da bisher noch niemand Wettersteinkalk im Rhätikon ge-

sehen hat und dieses ja gerade das Gebiet ist, für das Richthofen seinerzeit die Vertretung des Wettersteinkalkes durch die Arlbergschichten nachgewiesen hat. Mit einem einfachen „vermutlich" lässt sich solch eine Feststellung doch nicht kurzerhand aus der Welt schaffen.

Dass es möglich sei, dass die 10—30 m mächtigen Rauhwacken, Schiefer und Dolomite, die über diesem „Wettersteindolomit" folgen, dem Raibler Horizont zugehören, kann nicht in Abrede gestellt werden, aber ebensogut kann es auch anders sein, da kein einziges Petrefact daraus bekannt ist und auch die hangenden und liegenden Dolomite stratigraphisch unsicher sind. Wendet man dennoch darauf den Namen Raibler Schichten an, so erweckt man leicht damit das Gefühl einer stratigraphischen Sicherheit, die gar nicht vorhanden ist. Das gilt aber noch viel mehr für den „Hauptdolomit", von dem Schiller selbst (S. 18) sagt, dass „es wahrscheinlicher ist, dass die unteren Lager dem Wetterstein zugesprochen werden müssen", weil er darin „Zweischalerdurchschnitte und lithodendronähnliche Gebilde fand, die nach Wähner im Sonnwendgebirge und nach Hoeks Untersuchungen im Plessurgebirge in der mittleren Trias vorkommen." Dass im Wettersteinkalk lithodendronartige Korallen vorkommen und oft ganze Bänke darin bilden, ist freilich eine schon viel ältere Errungenschaft, aber dass sie auch im Rhät sehr häufig sind, nicht weniger sicher. Für die Erkenntnis bestimmter Triashorizonte haben sie jedoch keinen Wert. Erstaunt ist Schiller darüber, dass sein Hauptdolomit in den oberen Lagen an einigen Stellen sehr viel „Bivalven (Megalodonten?)" einschliesst und er findet darin mehr Beziehungen zum Berchtesgadener Dachsteinkalk als zum Allgäuer Hauptdolomit. Wenn ein Vergleich gewagt werden soll, so möchte ich doch eher auf den südtiroler „Dachsteindolomit" oder den sog. „Hauptdolomit" der tirolisch-italienischen Alpen hinweisen, die in einzelnen Lagen sehr viel Bivalven-Steinkerne führen und wo auch häufig der Lias unmittelbar darüber liegt ohne Dazwischenkunft von Koessener Mergeln. So lange diese Steinkerne jedoch nicht spezifisch bestimmt sind, wird sich die Frage, ob hier wirklich Hauptdolomit oder dolomitisch entwickelte rhätische Schichten vorliegen, nicht entscheiden lassen.

Nach meiner Meinung reichen die Funde im Lischanagebiet nur soweit, dass man Buntsandstein, Untere Rauhwacke, Muschelkalk und oberen triasischen Dolomit und in diesem einzelne Vorkommnisse von oberer Rauhwacke ausscheiden kann. Damit haben wir aber eine Gliederung, die mit der von mir für weite Teile Graubündens angenommen recht gut übereinstimmt.

Das Liegende der Trias ist nahe der Schubgrenze nur selten aufgeschlossen und besteht aus krystallinen Schiefern vom Typus der *Casannaschiefer*, welche auch im basalen Bündner Gebirge unter dem Rötidolomit oder dem Sernifit aufzutreten pflegen. Ich habe sie dort bisher als jüngere Gneisse und krystalline Schiefer bezeichnet und zur jüngeren oder oberen Gneissformation gerechnet, die sich von der

älteren oder unteren durch Einlagerungen von viel phyllitartigen Schiefern, Marmorlagern, Porphyren, Dioriten etc. auszeichnet, und deren hauptsächliches Gestein ein feinkörniger häufig mit kleinen Feldspataugen versehener Gneiss ist, der mit Glimmer, Chlorit- und Hornblendschiefern wechsellagert, manchmal aber auch ein grauwackenartiges Aussehen erlangt. Die jüngeren halbkrystallinen Sernifitgesteine können zuweilen gewissen Varietäten dieser jüngeren Gneissformation sehr ähnlich werden, so dass, wo sie zusammen vorkommen, es nicht immer leicht ist, sie scharf und richtig von einander abzugrenzen. Darauf hat schon Theobald hingewiesen. Er hält die Casannaschiefer für metamorphe palaeozoische Gesteine, welche „den Kohlenschiefer, vielleicht auch die devonische und obere silurische Formation" vertreten. Weshalb er die untere silurische Formation ausschliesst, ist mir unerfindlich.

Studer stellte diese Schiefer zu seinen „älteren grauen Schiefern", und war geneigt, speziell für diejenigen zwischen Livigno und dem Casannapass das Alter der Schichten von Dienten also des Silurs anzunehmen, während schon früher L. von Buch die gleichen Gesteine von Poschiavo als Uebergangsgebirg bezeichnet hatte. Mir scheint es, unmöglich dieselben einer bestimmten Formation einzureihen. Es ist möglich, dass verschiedenalteriges darin steckt, es ist aber auch möglich, dass sie älter wie Silur und Cambrium sind und der grossen Gruppe des praecambrischen Algonkian angehören. Sicher ist nur ihr vorpermisches Alter. Gümbel und Böse haben, weil die neueren Schweizer-Karten statt Casanna Casana schreiben, den Gesteinsnamen entsprechend umgeändert. Dazu haben sie aber kein Recht und auch keinen guten Grund, denn die italienischen Karten schreiben sogar Cassana. Was soll die richtige Orthographie sein? Vielleicht liegen sprachliche Unterschiede zugrunde, vielleicht auch nur der Versuch uns vor Verwechslung mit der Casanna des Prätigaus zu bewahren. Gümbel (1893 S. 38) meint ferner, dass dieser Name nur auf diejenigen serizitisch-quarzitischen Schiefer von klastischer Zusammensetzung, welche ihr Material grösstenteils den aufgewühlten Untergrundsgesteinen, den krystallinischen Schiefern, entnommen haben und die den Verrucano ersetzen oder in denselben verlaufen, zu beschränken sei. Aber hierin ist er im Irrtum. Der Name „Sernifitschiefer" ist dafür schon vorhanden und Theobald nannte Casannaschiefer gerade die Gesteine,

welche nachweislich älter sind. Es soll der Name keine petrographische, sondern eine stratigraphische Bezeichnung sein für eine Gesteinsgruppe, die aus reinkrystallinen und aus mit klastischem Material vermischten halbkrystallinen Schichten in inniger Wechsellagerung zusammengesetzt ist.

Böse schreibt (1896 S. 608), Casannaschiefer komme auf dem Pass selbst nicht vor, da auf ihm Muschelkalk und darunter Buntsandstein liegt; der Name wäre also eigentlich unrichtig gewählt und „man könnte behaupten, es gäbe gar keine Casannaschiefer." Hierin hat sich aber Böse geirrt. Er stieg von Livigno auf die Passhöhe und soweit war seine Beobachtung richtig; wäre er aber bis zur Schweizer Grenze vorgegangen, dann hätten ihm die Casannaschiefer nicht entgehen können, die vom Casannatal bis zur Passhöhe heraufstreichen, dort aber durch eine Querverschiebung in das Niveau der Trias gekommen sind.

Wir wollen nun der Umrahmung der rhätischen Schubmasse folgen. Den Westfuss des Piz d'Esen, der aus bewaldeten hohen, durch Schutt und Moräne verhüllten Höhenzügen besteht, habe ich nicht untersucht. Die Karte Theobalds ist da nicht genügend, um ein verständliches tektonisches Bild zu gewinnen. Aber schon allein die Tatsache, dass die mächtigen Dolomitmassen der Trias hinter diesen Vorhügeln mit steilen Wänden enden und nicht in dieselben fortsetzen, beweist, dass hier eine Störung längs einer von Nord nach Süd gerichteten Linie eingetreten sein muss. Sehr deutlich erscheint dieselbe am Südfuss des Piz d'Esen am nördlichen Gehänge der Val Trupschum. Der Rötidolomit und darunter Sernifit bilden den Eingang dieses Tales, weiter oben stossen sie aber plötzlich an Liaskalken und -mergeln ab, welch' letztere sich bis in den Hintergrund des Tales verfolgen lassen. Sie bilden zugleich die 5—600 m hohe Talböschung am Fuss des Piz d'Esen. In dieser Höhe legt sich eine schmale Zone von Aptychenkalken darauf und dann steigen darüber die über 400 m hohen Steilwände des Triasdolomites auf. Diese abnormale Auflagerung ist die Folge einer grossen Ueberschiebung, die sich durch Val Müschauns bis hinauf zur Fuorcla Val Sassa ohne Unterbrechung verfolgen lässt. Alle diese Schichten sind nordwärts geneigt. Der Lias im Süden lagert sich auf die Koessener Schichten und den Triasdolomit des Piz Casanna und seines westlichen Ausläufers, der Val Trupschum von Val Casanna trennt, an deren Nordgehänge der Dolomit noch von Bunt-

sandstein unterteuft wird. Auch dieser Dolomitzug endet ähnlich wie der des Piz d'Esen gegen Westen plötzlich mit einer Nord-Südstreichenden Wand und grenzt dort direkt an Rötidolomit an, der sich mit östlicher Neigung auf die andere Talseite hinüberzieht und den felsigen Hang des Berges Murtiröl bildet. (Fig. 63). Theobald hielt beide Dolomite für Hauptdolomit und übersah deshalb die Nord-Süd laufende Verwerfung, welche beide trennt. Der Dolomit von Murtiröl unterscheidet sich aber nicht nur durch die charakteristischen Eigenschaften des Rötidolomites von jenem Triasdolomit, sondern auch dadurch, dass er nicht von Koessener und Lias überlagert, sondern direkt von Lias unterteuft wird, wie das im unteren Casannatal zwischen Punt (Brücke) Murtiröl und Punt Vals bei der Einmündung der Val da Vauglia vortrefflich wahrzunehmen ist. Weiter talauf folgt dann ein ungefähr 500 m breiter Granitstock, durch den sich in enger tiefer Schlucht der Casannabach einen Weg gebahnt hat. Wir sind damit bereits in das Gebiet der Casannaschiefer gekommen, die gegen Süden alle Höhen bis zum Piz Casanella und zum Piz Vauglia aufbauen. Sie liegen, wie wir im vorigen Abschnitt gesehen haben, überfaltet auf dem Sernifit und dem Rötidolomit des Corn, dessen nördliche Fortsetzung der Murtirölberg ist. Der Lias, den wir unter diesem einfallend angetroffen haben, hängt ebenso mit demjenigen zusammen, der am Piz Mezzem und in der Val Chamuera unter dem Rötidolomit liegt und dessen Basis die Koessener Schichten und der Dolomit des Piz Mezzem bilden. Diese grosse gegen W überkippte Mulde des basalen Bündner Gebirges zieht sich also aus der Val Chamuera ohne Unterbrechung in nördlicher Richtung bis an den Westfuss des Piz d'Esen, wo sie von der schon erwähnten Verwerfungsspalte abgeschnitten wird. Im oberen Casannatal tritt am rechten Gehänge bei den Alphütten der rote Buntsandstein unter den Steilwänden des Triasdolomites zu Tage, während auf dem linken Gehänge nur Casannaschiefer anstehen. Der Kontakt ist hier verschüttet. Gut aufgeschlossen ist derselbe in einem wilden Wasserriss, der einige Hundert Meter nordöstlich vom Casannapass seinen Anfang nimmt und in westlicher

Fig. 63. b Buntsandstein, m Muschelkalk, d trias. Dolomit, r Rötidolomit, l Liasschiefer. 1 : 50 000.

Richtung ins Haupttal herabläuft. Der Buntsandstein streicht mit flachem nordöstlichem Einfallen gegen die aus Gneissen und Glimmschiefern bestehenden Casannaschiefer, in denen auch ein kleiner dunkler Eruptivgang aufsetzt, aber am Kontakt sind seine Bänke stark verbogen u. verstürzt. Zugleich ist auch noch triasischer Dolomit (wahrscheinlich des Muschelkalkes) in mehreren grössern Fetzen zwischen dem Schiefer und dem Sandstein eingeklemmt, ein Beweis, dass auf dieser ostwestlichen Verwerfungsspalte sehr bedeutende Verschiebungen und Schleppungen eingetreten sind. Steigt man in der wilden Runse aufwärts bis zum italienischen Grenzkamm, so erreicht man denselben einige Hundert m nördlich vom Passkreuz und etwa 100 m über demselben. Trotzdem man stets fort auf der Grenze zwischen Casannaschiefer und Trias geblieben ist, ist

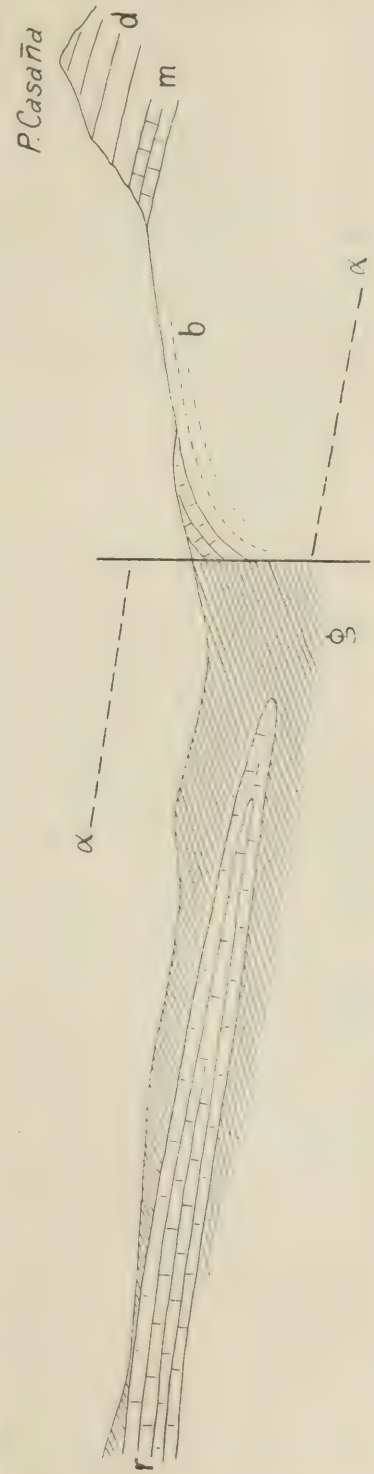


Fig. 64. Profil durch die Westseite des Casannapasses.
g Casannaschiefer, r Rötidolomit, b Buntsandstein, m Muschelkalk, d obertriasischer Dolomit.
α—α rhätische Schubfläche. 1 : 25000.

auf der Höhe ersterer plötzlich ganz verschwunden, durch Buntsandstein ersetzt und die Grenze zwischen diesem und dem Casannaschiefer, läuft nun gegen SW in ziemlich gerader Linie zum Passkreuz hinab. Es erklärt sich dies unerwartete Verhalten aus einer in dieser Richtung erfolgten Querverschiebung, und wenn wir ihr ungefähr 500 m noch über die Passhöhe hinaus folgen, so treffen wir wieder auf die ost-weststreichende Grenze zwischen Trias und Schiefer, die sich von der Kammhöhe gegen OSO bis in die Val Federia hinabzieht. Diese Längsverwerfung ist also durch jene jüngere Querverwerfung um ungefähr einen Kilometer nach Süden verschoben worden. Wir wissen nun, warum von Osten her bis zum Pass-Kreuz (Fig. 65) nur Buntsandstein, westlich und etwas südlich davon (Fig. 64) nur Casannaschiefer anstehen und wie es möglich wurde, dass Böse von Osten kommend nur sandige oder rein mergelige (?) Schiefer des Buntsandsteins sah.

Der Buntsandstein ist gegen Süden geneigt und wird im Norden von dem mächtigen Triasdolomit des Piz Casanna überlagert, der sich aber bald nach Norden senkt, also einen Sattel bildet. Am Pass liegen auf dem Südflügel dieses Gewölbes noch einige Lappen von Dolomit auf dem Sandstein als letzte Reste der allgemeinen Dolomitdecke, welche der Erosion noch widerstanden haben. Böse gibt Crinoiden und Diploporen (sp. indet.) daraus an und stellt ihn deshalb zum Muschelkalk. Die Diploporen konnte ich nicht entdecken und die Crinoidenreste sind so erhalten, dass man keine Altersbestimmung des Gesteines darauf gründen kann. Ich stelle dasselbe nur deshalb, wenn auch mit Vorbehalt, zum Muschelkalk, weil er konkordant auf einem Sandstein liegt, der petrographisch dem Buntsandstein vollkommen gleicht und weil bei ähnlichen Lagerungsverhältnissen — bei Valbella Horn unweit Arosa — der dunkle Dolomit Ptychites und Encrinus liliiformis einschliesst (Alpenforschungen I S. 16).

Der Buntsandstein fällt also gegen den Casannaschiefer und gegen die ihn davon trennende Verwerfungsspalte ein. Im Abstand von etwa 400 m zieht aber parallel zu letzterer eine zweite Spalte durch den Buntsandstein selbst und hat zu einem stärkeren Einbruch des Zwischengesteines geführt. Es entspricht das genau den Dolomiteinquetschungen in der wilden Runse des Casanatales. Diese beiden Parallelspalten streichen deutlich wahrnehmbar gegen Osten am Gehänge herunter bis zu einer neuen Querverwerfung, die

vom Piz Casanna herunter und vor den ersten (westlichsten) Häusern von Federia vorbei läuft. Durch dieselbe ist der Buntsandstein des Passes scharf gegen Triasdolomit im Osten abgeschnitten und die Trias überhaupt mit samt ihren beiden Randverwerfungen auf der Ostseite um über 200 m nach Norden vorgeschoben. Zugleich sind die Randverwerfungen näher an einander gerückt und bei der Ausmündung der nächsten wilden Felsschlucht des Monte Puzzin mitten im Orte Federia, wie es scheint, sogar ganz vereinigt. Entsprechend ihrem Gewölbebau stösst dort der Triasdolomit mit zu unterst schwärzlicher Färbung (Muschelkalk?) und südlichem Einfallen an den vorgelagerten Casannaschiefer. Unter dem Dolomit kommt weiter schluchtaufwärts gelber und roter Sandstein zum Vorschein und darunter an einer Stelle auch noch grüner stark zersetzter Schiefer.

Fig. 65. Sammelprofil der Ostseite des Casannapasses.
c Casannaschiefer, b Buntsandstein, m Muschelkalk, d obertrias. Dolomit, k Roessener Kalke, l Liasfleckenmergel, a Aptychenschiefer.
1 : 25 000.

der diskordant zu seinem Hangenden gelagert ist und wahrscheinlich dem Casannaschiefer zugerechnet werden darf. Weiter bergauf biegt sich der Sandstein gewölbeartig in nördliches Einfallen um und wird im Hintergrund von den hohen Dolomitwänden des Casannakamms überragt. (Fig. 65). Die Randverwerfungen ziehen von da am Nordrand von Federia, aber immer in einiger Entfernung von dem Saumweg, gegen Osten mit geringer nördlicher Ablenkung bis ins Tal von Livigno, wo sie unter dem Gehängeschutt und den Talalluvionen verschwinden. Wo die Valle Saliente ausmündet, sieht man noch einmal eine schmale Zone von Buntsandstein als Grenzmauer gegen den südlichen Casannaschiefer aufragen. Dahinter gegen Norden folgt sogleich obertriasischer Dolomit, aber er hat nur eine geringe Mächtigkeit und wird bald von den Koessener und Liasschichten überlagert, die nach Gümbel (1893 S. 41) reich an Spongiennadeln und Belemniten sind. Er hat direkt über dem randlichen Buntsandstein (nach den neueren ital. Karten steht er nicht bei 2100 sondern bei 1900 Meter Meereshöhe an) etwa 5 m mächtige hornsteinführende schwarze Dolomite des Muschelkalkes liegen sehen, hinter dem bis zu den Koessener Kalken nur etwa 60 m mächtiger „Hauptdolomit“ kam. Er schliesst daraus, dass es in hohem Grade wahrscheinlich ist, dass eine streichende Verwerfung von Val di Trepalle herkommend eine grossartige Senkung des nördlich vorliegenden Gebirges bewirkt hat. Im Puzzingraben und auf dem Casannapass haben wir bereits diese Verwerfung leibhaftig gesehen und wir können deshalb Gümbels Schlussfolgerung nur bestätigen, allerdings mit der Beschränkung, dass diese streichende Verwerfung nicht vom Ausgang der Val di Trepalle, sondern vom Südhang des Monte Crapene herkommt. Gümbel (l. c. S. 40) nennt diesen Berg Monte Trepalle, offenbar eine freie Erfindung, weil auf der Dufourkarte ein Name nicht eingetragen, das Dorf Trepalle aber in der Nähe liegt. Studer hat (1853 S. 347) ihn Sasso da Frill, Theobald 1866 (S. 333) M. Paradi genannt. Die neue italienische Karte (1 : 75 000) gibt ihm den Namen *M. Crapene* (2424 m) und nennt den westlichen Gipfel dieses Kalkrückens (2387) M. Lapare. In Livigno erfuhr ich als Bezeichnung Monte Paré und Parete, was mit Theobalds Paredi identisch sein dürfte. Schon Studer gab ein Profil durch diesen Berg, worin mit gleicher steiler Neigung nach Nord von Süden her Gneiss, graue Schiefer und Chloritschiefer, roter Sandstein

Kalk und Dolomit auf einander gelagert sind. Der Kalk beginnt erst am M. Crapene, der Sandstein darunter ist ein schmales Lager und der Passo di Trepalle oder Dheira liegt auf den „grauen Schiefern", Theobalds Casannaschiefern. Theobald berichtet 1866 folgende Gesteinsfolge auf derselben Strecke: 1. Casannaschiefer, meist rostfarbige und graue glimmerige Schiefer, 2. grüner Casannaschiefer, 3. roter Verrucano, Konglomerate, Schiefer und Quarzit, 4. untere Rauhwacke, nicht überall, oft durch gelben Schiefer vertreten, 5. verschiedene Mergelschiefer und Plattenkalke, welche den Muschelkalk und die Partnachschichten repräsentiren, 6. Dichter Arlbergkalk, 7. Rauhwacke und gelber Dolomit der Lüner (Raibler) Schichten, 8. Hauptdolomit, einige 100 Fuss mächtig, 9. Koessener Schichten in ansehnlicher Mächtigkeit, 10. graue Dachsteinkalkbänke, 11. Allgäuschiefer. Es ist erstaunlich, wie Theobald es verstanden hat, sich überall das ganze Heer seiner Triasglieder vorzuspiegeln. Da die Kalksteine des Crapene schon

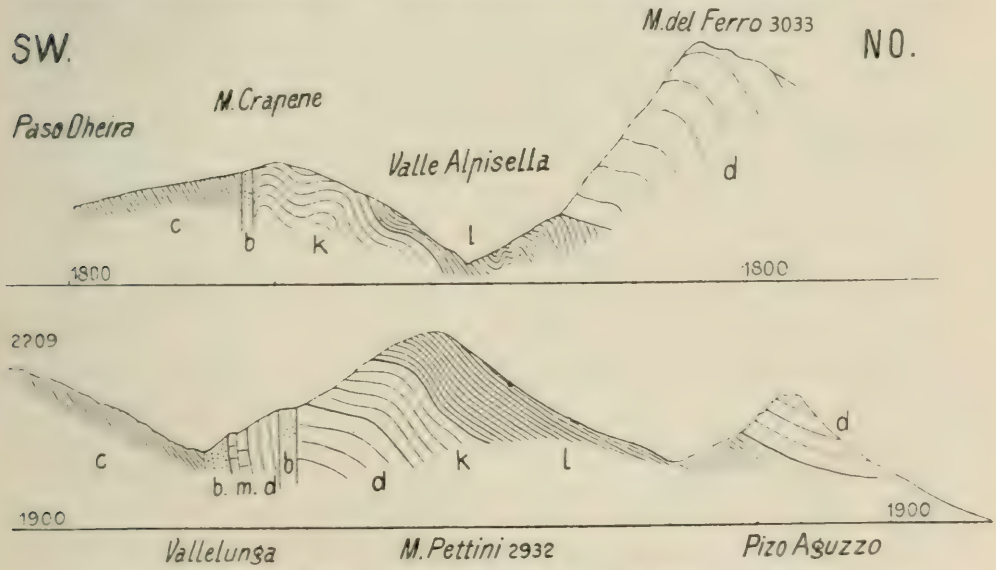


Fig. 66. Zwei Profile östlich von Livigno. 1 : 75000.
c Casannaschiefer, b Buntsandstein, m Muschelkalk, d obertrias. Dolomit, k Koessener, l Liasfleckenmergel.

den Koessener angehören, so zwängt er die ganze Trias zwischen sie und die Casannaschiefer ein, obwohl jedermann an Ort und Stelle sofort erkennen muss, dass dazu der erforderliche Raum fehlt, denn wie schon Studer wusste und auch Gümbel später wieder bestätigt hat, liegt die Passhöhe im Casannaschiefer und nicht auf dem roten Sandstein, den Theobald nur deshalb soweit nach Süden zurückschob, um noch Muschelkalk, Arlberg- und Raibler

Schichten, sowie den Hauptdolomit auf den sanften Wiesengehängen des Casannaschiefers unterbringen zu können. In Wirklichkeit ist die Zone älterer Triasgesteine, die sich zwischen diese Schiefer und die Koessener Kalke einschiebt, nur bis 20 Meter breit, auf der Ostseite des Bergrückens sogar noch weniger, und besteht nur aus rotem Quarzsandstein und einem jedoch nur an wenigen Stellen aufgelagerten schwarzen Dolomit, wie er in dieser Gegend gewöhnlich die Basis der triasischen Dolomite bildet. Der Sandstein führt vereinzelte Fragmente von Gneissglimmerschiefer und weisse Quarzgerölle. Deutliche Aufschlüsse desselben liegen hauptsächlich am Ostgehänge, wo sich der Sandstein als die wasserführende Schicht erweist und Veranlassung zu mehreren Quellen wird. Vertikale Klüfte grenzen ihn einerseits gegen den Casannaschiefer ab, anderseits gegen die Koessener Kalke, welche deutlich gegen den Sandstein steil einfallen. Gümbel hat dieselben für Muschelkalk angesprochen, während Theobald sie bereits richtig dem Koessener Horizont einverleibt hat. Einzelne Bänke sind ganz erfüllt von Versteinerungen besonders Bivalven; Dimyodon intustriatum und Terebratula gregaria, gut herausgewittert, sind häufig. Die Kalk- und Mergelbänke sind vielfach gebogen und formen Mulden und Sättel, die von der Vallacia in Val Torto tief durchschnitten und ausgezeichnet frei gelegt sind. An den Nordgehängen legt sich auf dieselben mächtig entwickelter liasischer Fleckenmergel, der an einer Stelle unterhalb der Einmündung des Alpisellabaches von Arieten so erfüllt ist, dass man sich in die nördlichen Kalkalpen Bayerns versetzt glauben möchte. Dieser Lias steht auch am nördlichen Gehänge der Valle di Trepalle herauf bis zum Fussweg an, der aus dem Spöltal über das Alpisellajoch zu den Quellen der Adda führt. Oberhalb des Pfades legt sich direkt der triasische Dolomit darauf, der die über 700 m hohen Steilwände des Monte del Ferro aufbaut. Wir stehen da an der gleichen Ueberschiebung wie in der Val Trupschum. Piz d'Esen, Quater Vals, Monte Serra und Saliente, Cima di Brusadella bilden wie der gegen Osten in den Pizzo Aguzzo auslaufende Monte del Ferro den Aussenrand einer Ueberschiebung, durch welche die ganze Trias über Aptychenkalk und Lias herübergeschoben worden ist. Dieser Lias liegt aber selbst gegen SW auf der Trias des Piz Casanna, Monte Motto und Crapene, die sich weiter nach Osten über den Monte Norraccia und Pettini bis in die Val

di Fraele fortsetzt. Ihre Schichten sind in Form eines Gewölbes angeordnet, als dessen innerster Kern der Buntsandstein am Casannapass und bei Federia blosgelegt ist, gegen Osten senkt sich dasselbe aber soweit, dass nur noch die obersten Triasschichten an der Oberfläche erscheinen und am Monte Crapene die Koessener Kalke das Gewölbe bilden, dessen Südflügel an der grossen Längsspalte plötzlich abgeschnitten ist. Nur am Monte Pettini im tiefen Einschnitt der Valle Pettini kommt noch etwas Hauptdolomit im nördlich einfallenden Flügel unter den Koessener Schichten zum Vorschein, ehe jene Längsverwerfung schräg die ganze Triasfalte abschneidet. Auf der Verwerfungsspalte ist vom Casannapass bis hierher ein schmaler Streifen von Buntsandstein und Muschelkalkdolomit eingeklemmt von wechselnder Breite, stellenweise auch ganz fehlend, häufig deutliche Spuren gewaltsamer Zerrüttung zur Schau tragend. Das im Süden an die Spalte anstossende basale Bündner Gebirge besteht fast durchweg aus Casannaschiefern, auf denen aber zwischen dem Inntal und dem Tal von Livigno diskordant und meist zu nach Nordwesten überkippten Mulden eingefaltet Sernifit, Rötidolomit, Koessener Schichten und Lias liegen. Die eigentliche Trias ist diesem Gebiete ganz fremd und erst am Monte Pettini tritt hierin ein bedeutungsvoller Wechsel ein.

III. Der Südrand der rhätischen Ueberschiebung.

Die Triasberge im Norden der Spalte gehören zur grossen rhätischen Schubmasse und zeigen dem entsprechend die überall in dieser nachweisbare Schuppenstruktur, wohin die Ueberschiebung zwischen Piz d'Esen und Monte Ferro zu zählen ist. Dahingegen ist die Schubmasse an der Süd-Grenze gegen das basale Gebirge nicht über dasselbe geschoben, sondern erscheint wie vertikal an demselben abgesunken. Wir sehen hier im Süden also eine ähnliche Eigentümlichkeit wiederkehren, die wir früher schon am Nordrande der rhätischen Schubmasse erkannt haben: Gegen Westen ist die Masse als Ganzes über das basale Gebirge flach hinübergeschoben worden, auf der Nord- und Südseite hingegen stösst sie längs annähernd senkrechten Bruchflächen an dasselbe an, hat sich aber nicht über dasselbe ausgebreitet, sondern ist in dassselbe eingesenkt.

1. Die südliche Randspalte von Livigno bis zum Stilfserjoch.

Die Verwerfungsspalte tritt beim Monte Pettini in das grosse Triasgebiet von Bormio ein und lässt sich sehr bestimmt in rein östlicher Richtung schräg durch Val di Fraele bis an den Südfuss des Monte Solen verfolgen, dort wendet sie sich infolge einer jüngeren sie kreuzenden Verwerfung auf kurze Erstreckung nach NO in die Val Forcola und dann wieder nach Osten am Südfuss des Piz Umbrail vorbei zur vierten Cantoniera an der Stilfser Strasse, von wo sie gegen OSO ansteigend das Stilfser Joch erreicht. Zu beiden Seiten ist sie von Trias umgeben, aber in ihrem Bau sind der nördliche und südliche Gebirgsteil wesentlich von einander verschieden. Im Süden liegt eine grosse von West nach Ost streichende aber südwärts ganz überkippte Mulde, im Norden hat man nur normale Falten, die aber schuppenartig übereinander geschoben sind. Auf Theobalds Karte und allen späteren Ueber-

sichtskarten, die sich zumeist auf diese verlassen haben, tritt dieser auffällige Gegensatz allerdings gar nicht hervor. Wir befinden uns da bereits auf italienischem Boden und es ist begreiflich, dass THEOBALD, der zwei grosse Dufourblätter in wenigen Jahren aufgenommen hat, diesem Teil nur geringe Aufmerksamkeit widmen konnte. Das Gebiet des Monte Braulio, wo gewissermassen der Schlüssel zum Verständnis der Tektonik lag, hat Theobald kaum betreten, da er sonst nicht an Stelle der mächtigen Decke krystalliner Schiefer Hauptdolomit eingezeichnet haben könnte.

Wir wollen dies Gebiet von Süden her in Angriff nehmen. Die Kette des Cristallo, des Monte delle Scale und des Cima di Plator enden südwärts mit steilen hohen Felswänden, die aus Triasdolomit bestehen und die ältere Unterlage an ihrem Fusse zu Tage treten lassen. Nach Theobald sind es Casannaschiefer, in die aber noch in Val Viola zwei kleine Triasmulden eingefaltet seien. Die Casannaschiefer bestehen aus Gneissen, Augengneissen, Glimmerschiefern und Quarzitschiefern, sie haben durchaus den Charakter der „jüngeren Gneissformation". Darin liegen in Form einer schmalen, im Maximum 700 m breiten und, soweit ich sie nachweisen konnte, jedenfalls über 5 Kilom. langen Linse Kalkglimmerschiefer und weisse bis graue Marmore in vielfacher Wechsellagerung mit einander. Der Marmor ist meist grau und weiss gebändert und wird durch reichliche Glimmeraufnahme zu Kalkglimmerschiefer, der selbst in talkig sich anfühlende weiche Phyllite mit grauen serizitischen Häuten auf den Schieferungsflächen übergeht, Ob diese anscheinend konkordant zu den jüngeren Gneissen gelagerten „Kalkphyllite" einen Sattel oder eine Mulde darin bilden, ob sie also jenachdem älter oder jünger wie die dortigen „Casannaschiefer" sind, lässt sich nicht entscheiden, aber nach den Erfahrungen in den Ostalpen bin ich geneigt, sie für eine jüngere Bildung zu halten. Ein Vergleich mit den petrographisch ähnlichen Brennerschiefern liegt nahe, doch hüte ich mich wohl, sie deshalb auch für altersgleich zu erklären. Die Brennerschiefer sind palaeozoisch und älter als das Carbon, die Kalkschiefer der Val Viola sind sicher älter als die Trias, also auch palaeozoisch, haben aber in dieser grossen Formationsserie einen weiten Spielraum. THEOBALD allerdings hat sie trotzdem in die Trias versetzt, indem er einfach den Marmor für Hauptdolomit, gewisse mehr schiefrige oder bänderige Varietäten für Arlbergkalk und Muschelkalk erklärte und

in rötlich angewitterten Schiefern den Verrucano suchte. Zwar fiel ihm selbst „die schwache Ausbildung der unteren Trias" auf, aber das machte ihn trotzdem nicht im geringsten zweifelhaft daran, dass das Ganze der Trias angehöre, obwohl keine Spur von Versteinerungen in diesen Gesteinen aufzufinden waren, die ausserdem petrographisch von dem unmittelbar daneben und hoch über ihnen aufragenden Triassedimenten des Cima di Plator vollkommen verschieden sind.

Die Auflagerung der wirklichen Trias auf den krystallinen Schiefern ist meist durch Gehängeschutt verhüllt. Einen guten Aufschluss bietet jedoch die Alp Trela, da

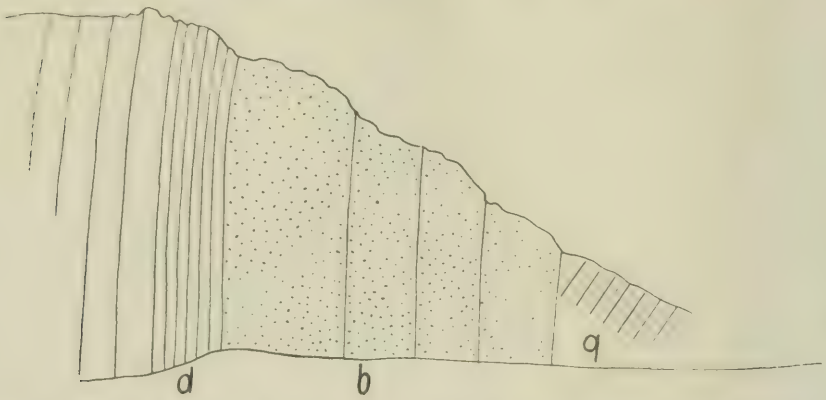


Fig. 67. Profil bei der Alp Trela. — Anblick des rechtseitigen Gehänges. q Quarzitschiefer, b roter Buntsandstein, d triasischer Dolomit.

wo der Trelabach zwischen dem Monte Pettini und der Cima di Plator in enger und steiler Schlucht sich einen Eingang nach Norden in die Valle di Fraele geschaffen hat. An den rechtsseitigen Gehängen steht ein hellfarbiger Quarzitschiefer an, der diskordant von rotem Sandstein überlagert wird, dessen Bänke völlig vertikal stehen bei ost-westlichem Streichen. Dieser Quarzsandstein nimmt in den obersten Lagen graue Farbe an. Er ist oft konglomeratartig entwickelt — ganz kalkarm und hat eine Mächtigkeit von 2—300 m. Dann folgt ein dünnbankiger grauer Dolomit, der ausnahmsweise, wie der Buntsandstein darunter, von vielen Quarzadern durchsetzt ist — eine Eigentümlichkeit, die wir am Rötidolomit kennen, die aber dem Triasdolomit gewöhnlich ganz abgeht. Hier ist sie übrigens auf die liegenden Dolomite beschränkt, die bedeutenderen hangenden Massen sind frei von Quarzgängen, statt dessen stellen sich am Fussweg, der in die Steilwände der Klamm eingesprengt ist, Versteinerungen im Dolomit ein, so dass wir über dessen triasisches Alter nicht im Zweifel bleiben.

Es sind Diploporen und kleine mytilusartige Bivalven. Das hellgraue Gestein ist von weissen Dolomitgängen durchsetzt, die zwischen den Dolomitrhomboëdern kleine pechschwarze fettglänzende Asphaltmassen einschliessen. Diese vertikalen Dolomitbänke streichen über den Pettinibach hinüber in die hohen Wände der Cima di Scopa des Plators und man sieht, wie sich dort die hangenden Bänke allmählich neigen und steil gegen Norden einfallen. Beim Absteigen gegen Val di Fraele quert man ein kleines links einmündendes Tälchen, das von der Valle Lunga im Westen herabkommt und einen Uebergang in die Val Trela gewährt, welche nach Trepalle und Livigno herabzieht. Geht man den kleinen Fusspfad, der dahin führt, hinan, so gewahrt man mit Staunen einzelne rote Sandsteinblöcke im Bachbett liegen, obwohl diese Gesteine hier nirgends anstehend zu sehen sind. Diesen allerdings nicht allzu häufigen Blöcken folgend, ist man bald gezwungen den Pfad zu verlassen und in nordwestlicher Richtung den Hang heraufzusteigen, der unter mächtigen Schuttmassen doch nur Dolomitfelsen hervorschauen lässt. So kommt man schliesslich auf die Südseite des Monte Pettini und auf eine auffällig ebene und 1—200 m breite Terrasse in einer Meereshöhe von ungefähr 2500 m. Sie ist so sehr mit versteinerungsreichen Stücken von Koessener Kalk überdeckt, dass ich zuerst der Meinung war, sie müssten gerade auf dieser Bergstufe anstehen, aber bald ergab sich, dass sie von den 400 m hohen darüber aufragenden Gehängen des Monte Pettini herabgefallen sind, die ausschliesslich aus solchen Schichten aufgebaut werden. Es ist das der Zug stark gefalteter rhätischer Kalke, die wir bereits vom Monte Crapene her kennen. Besonders massenhaft ist hier die Avicula contorta. Schutthalden sind es also, die unsere Terrasse fast ganz bedecken, so dass nur stellenweise die roten Sandsteinbänke darunter hervorschauen, die die eigentliche Veranlassung zur Bildung der auffallenden Ebene gegeben haben. Gegen Süden, wo dieselbe mit steilen Wänden abfällt, steht wieder Trias-Dolomit an, und man kann sich leicht davon überzeugen, dass dessen Grenze gegen den Sandstein eine rein ostwestliche Richtung hat und durch eine Verwerfungsspalte gleicher Richtung gebildet wird. Von dem freien Standpunkte aus schweift der Blick weithin und wenn wir ihn in der Richtung gegen Livigno nach Trepalle lenken, dann zeigt es sich, dass der uns schon bekannte eingeklemmte Sandstein-Streifen

vom M. Crapene und Casannapass mit demjenigen, auf dem wir stehen, in einer Flucht liegt und ein und demselben tektonischen Gliede angehört. Während aber im Westen die Triasfalten nur auf der Nordseite dieses Streifens an denselben anstossen, geschieht dies hier auch von der Südseite her. Mithin gehört die Cima di Plator mit ihrem Triasdolomit und Buntsandstein zum basalen Bündner Gebirge, während der Monte Pettini ein Teil der grossen rhätischen Schubmasse ist. Die Koessener Kalke dieses Berges streichen nach Osten in den breiten Talboden der Adda hinab, wo sie in Form kleiner Felshügel bei Prada und der Casa Penso aufragen, während am Südostfuss des Monte Pettini darunter auch noch der liegende Triasdolomit etwas zum Vorschein kommt.

Der Dolomit des Plator hingegen, von jenem durch den Sandstein-Streifen getrennt, dreht sich aus seinem Ost-West-Streichen alsbald in eine ostsüdöstliche Richtung um und auf dem Weg der von Casa Prospadino aus dem Valle di Fraele am Gehänge herauf zum Lago und Paso delle Scale führt, stehen im Hangenden der Dolomite dunkle dolomitische Kalksteine an, unter denen eine Bank erfüllt ist von den kleinen turmförmigen Gehäusen der Holopella alpina. Gümbel[1]) hat diese Bank schon 1891 gesehen und erwähnt daraus Holopella alpina, Turritella Zitteli, loxonemaartige Steinkerne, und viel Foraminiferen aus der Gruppe der Endothyra und Trochammina. Diese Ablagerung hat aber nur geringe Mächtigkeit und bei den Häusern von Cancano also im Hangenden besteht alles wieder aus gewöhnlichem Triasdolomit. Wir haben es somit hier mit einer engen nach SW überkippten Mulde von Koessener Schichten zu tun, die ganz mit Unrecht von Gümbel und früher schon von Theobald mit den mächtig entwickelten und von Lias überlagerten Koessener Kalken des oberen Tales und des Monte Pettini in direkte Verbindung gesetzt worden sind, weil sie keine Ahnung von dem Buntsandsteinkeil am Monte Pettini und der bei Prospadino und Cancano das Tal querenden Verwerfung hatten. Der breitere Liaszug, den Theobald von hier talabwärts und bis über die Stilfser Strasse hinüber auf seiner Karte eingetragen hat, beruht auf freier Erfindung und nie hat jemand dort wirklichen Lias gesehen. Das fast ausschliesslich herrschende Gestein ist vielmehr Dolomit,

[1]) Geologische Bemerkungen über die Thermen von Bormio und das Ortlergebirge. Sitz. Akad. Wiss. München 1891. S. 109.

dem allerdings ähnlich wie bei Prospadino ein schmaler Streifen von Koessener Kalken eingelagert ist. Er beginnt bei Grosso di Solene am Fussweg, der vom oberen Fraeletal zum Brauliotale führt, also am Südfuss des Monte Solene und ist jedenfalls die unmittelbare aber durch eine Querverwerfung etwas nach Nordosten vorgeschobene Fortsetzung des Prospadinokalkes. Er setzt über den Forcolabach, wo der Steg ist, herüber, zieht sich dann aber langsam an der Südwand des Pedenollo herauf, so dass er höher als der Fussweg zu liegen kommt. Abgestürzte Stücke des dunklen Kalkes waren auch hier ganz erfüllt von Holopella alpina. Ueberlagert ist er stetsfort von den mächtig entwickelten Triasdolomiten, die sich aber in verkehrter Stellung befinden und die Koessener Kalke in eine liegende von West nach Ost streichende Mulde einschliessen. Dem entsprechend ziehen sich diese immer in fast gleicher Höhe bleibend als eine schmale grüne mit Rasen und Lerchen bewachsene Terrasse mitten durch die 1000 m hohen Dolomitwände, welche die Braulioschlucht auf der Nordseite begleiten. Talaufwärts kommen sie dem ansteigenden Talboden immer näher und bilden den Campo dei Fiori in mitten öder Felsszenerien. Bei den letzten Strassenserpentinen der Spondalunga unterhalb der Bocca del Braulio, wo sie schon beinahe den Talboden erreicht haben, enden sie und streichen an den steilen Gehängen aus, wobei man ihre muldenförmige Einbiegung in den Dolomit, der sie von drei Seiten umschliesst, in ausgezeichneter Weise überblicken kann. Merkwürdig, dass diese so klar vor Augen liegenden Verhältnisse selbst GÜMBEL entgangen sind, der (l. c. S. 113) sagt: „Dieser Wegstrecke (Stelviostrasse unterhalb der Bocca) gegenüber türmen sich die Schichten des Kalkgebirges von der Tiefe der Val Braulio an den Wänden des Monte Pedenollo und Monte Braulio wohl über 500 m hoch in grosser Regelmässigkeit über einander auf, während unten im Tale oberhalb des 15. Kilometersteines (oberhalb der Bocca di Braulio) die Kalkgebirgschichten von einer Verwerfungsspalte plötzlich abgeschnitten werden und sich nun weiter aufwärts

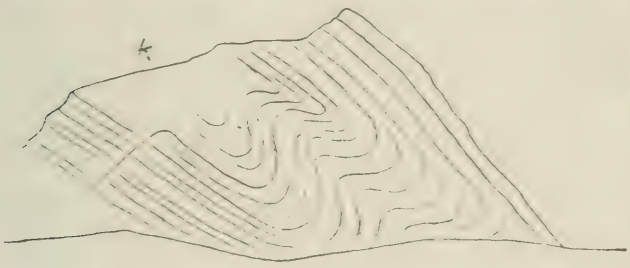


Fig. 68. Muldenförmige Umbiegung der Koessener Kalke bei Spondalunga.

bis zum Stilfserpass wieder krystallinische Schiefer anlegen.“ Theobald, der wie Gümbel den Bau dieses Tales nur nach Beobachtungen von der Poststrasse aus beurteilte, kam der Wahrheit insofern etwas näher, als er zwischen den Dolomit und die nördlich sich anschliessenden krystallinen Schiefer, die er als Casannaschiefer und Gneiss bezeichnete, keine Verwerfung legte, sondern die zwischengelagerten grauen Kalke und Rauhwacke als Vertreter der unteren Trias deutete und aus dem herrschenden nördlichen Einfallen aller Schichten den Schluss zog, dass (l. c. S. 340) hier die Trias unter das krystallinische Gestein so eingebogen sei, dass letzteres darauf liege. In dem Profil 4 auf Taf. II zeichnet er dem entsprechend eine grosse Triasmulde, deren Nordflügel überkippt ist und eine Neigung von 52° hat. Auf der Karte freilich hat er den untertriasischen Kalken, die in Wirklichkeit eine ganz untergeordnete Rolle spielen, eine Mächtigkeit von einigen hundert Metern gegeben und sie von da, wo sie an der Strasse wirklich anstehen, in östlicher Richtung gegen den Gipfel des Monte Scorluzzo heraufgezogen in das von diesem herabkommende Seitental hinein, in dem tatsächlich nur krystalline Schiefer vorkommen. Der Dolomit und Kalk, der an der Strasse allerdings ziemlich steil nach Norden einfällt, legt sich in Wirklichkeit nach oben rasch flacher und zieht sich als Steilwand quer über den Ausgang jenes Seitentälchens in die Wände über der Spondalunga, die dann auf der rechten Talseite ins Valle di Vitelli fortsetzen und schliesslich die Südseite des Monte Scorluzzo erreichen. Ueberall liegt mit entsprechend flacher Neigung der Casannaschiefer darüber. Dann biegt das Ganze um die Ostseite der Scorluzzo herum und erreicht das Stilfserjoch. Hinter der Ferdinandshöhe und weiter herauf gegen den Scorluzzo kann man, wenn die Schneedecke genügend abgeschmolzen ist, an vielen Stellen sehen, wie der Dolomit ganz flach (bei der Ferdinandshöhe hinter dem Hotel im Bachbett mit 20° nach NW) unter die phyllitischen Schiefer einfällt und entweder nur eine fussmächtige Lage von gelber Rauhwacke dazwischen liegt oder wie auf der Kammhöhe im Osten des Scorluzzo erst etwas Streifenkalk und hellfarbiger Dolomit und zuletzt die Rauhwacke mit eckigen Fragmenten von Schiefer. (Fig. 70.) Es ist ein ganz wertloses Bemühen in diesen kalkigen Gesteinen bestimmte untertriasische Horizonte ausscheiden zu wollen. Wo der Buntsandstein an der Basis der Trias fehlt, ist eine Rauhwackenbildung mit Bruchstücken der

Untergrundschiefer eine viel verbreitete Bildung, der wir auch am Ortler begegnen werden. In derselben Weise legen sich die krystallinen Schiefer auch von der Bocca di Braulio gegen Westen auf die Trias, zuerst mit steiler Neigung, dann in der Höhe sich verflachend. Wenn wir nun die Braulioschlucht auf der Poststrasse nochmals durchwandern, so werden wir leicht an den bis 1000 m hohen Wänden, ausser der bereits geschilderten grünen Koessenerterrasse, inmitten des Dolomites, darüber auch die durch ihre Formen und Farben leicht vom Dolomit sich abhebende Decke der krystallinen Schiefer erkennen, die an den meisten Stellen als letzte Krönung aufgesetzt ist. Theobald war schon damals nahe daran, diese grosse liegende Mulde als solche zu erkennen, aber unglücklicher Weise erstieg er die Höhe des Braulio nicht und nahm an, dass die Schiefer, die sich vor der III. Cantoniera auf den Dolomit legen, weiter oben bald gegen Norden umbiegen und „unter dem Brauliogletscher verschwinden", um dann gegen Norden unter die Trias des Umbrail einzufallen. Auf solche Weise war dieser mit dem Ortler durch eine regelmässige Faltung in befriedigende Verbindung gebracht. Wir fragen uns aber heute, wo damals ein so grosser Gletscher am Braulio sich befand und ob nicht Theobald durch Winterschneefelder getäuscht wurde ebenso wie die Verfasser der Dufourkarte, welche den Brauliogipfel gegen Osten und Westen mit grossen Eisfeldern umgürteten an Stellen, wo gegenwärtig weite fruchtbare grüne Hochmatten sich ausbreiten. Auf den neueren Karten sind diese Eismassen spurlos verschwunden und in Wirklichkeit sind davon nur mehr ganz kleine Stücke, hauptsächlich auf der Nordseite vorhanden, und von S. Ranieri an wird das ganze Ostgehänge des Braulio von krystallinen Gesteinen und darunter auch Gneissen mit ziemlich grossen Feldspataugen aufgebaut, die sich gegen Süd und West über den Monte Radisco und Pedenollo ausbreiten, wo sie ganz flach auf den Triasschichten aufliegen.

Der Pedenollo ist ein höchst eigentümlicher Berg; über steilen an den meisten Stellen ganz unersteiglichen Dolomitwänden liegt eine grosse Hochebene, der Piano di Pedenollo, die gegen Süden, Westen und Norden jählings in die Val di Braulio, di Fraele und Fuorcla mit jähen Steilwänden abbricht und nur gegen Osten sich an die höheren Bergrücken des Monte Braulio anlegt. Ein westlicher Kammausläufer dieses Berges gabelt sich und sendet einen Arm gegen Westen, der sich zum eigentlichen Monte Pede-

nollo (2785 m) erhebt, einen anderen gegen Südwest. Diese beiden Arme umschliessen hufeisenförmig den Piano di Pedenollo, welcher ehemals einen grossen Gletscher getragen haben muss, jetzt aber eine Hochalm ist, die durch flach eingeschnittene muldenförmige Vertiefungen coupirt wird. Bei nebeligem Wetter muss es ebenso schwer sein, wie etwa auf der Seisseralp, die Orientirung auf diesem sich nach den verschiedensten Richtungen hin senkenden Gelände nicht zu verlieren. Die eigentliche „Ebene" liegt in Höhenlagen von 2300 bis 2700 m auf den flachgelagerten Bänken des Triasdolomites, während die hufeisenförmigen Bergkämme, die sich bis 200 m darüber erheben, von krystallinen Schiefern aufgebaut sind. Das Brauneisenerz, welches man früher hier oben aber zumeist hinter jenem Bergrücken gewonnen hat, scheint auf der Grenze zwischen den Schiefern und dem Dolomit zu liegen. Ein alter jetzt etwas verfallener Knappenweg, auf dem das Erz nach den Schmelzöfen von Premadio hinuntergeschafft worden ist, führt von der Südwestkante der Hochebene über die Steilwände der Corne di Pedenollo ins Fraeletal herab. Oben an dieser Kante liegen in dem Dolomit schwarze plattige Kalksteine voll grosser glatter Bilvalvenschalen, deren Bestimmung aber Schwierigkeiten bereitet, da sie sich nicht herausschlagen lassen. Jedenfalls gehören sie den älteren, hier jedoch infolge der Muldenüberkippung zu oberst liegenden Triasschichten, vielleicht dem Muschelkalk an. Erst wenn man von da über die mindestens 300 m mächtigen Dolomite herabgestiegen ist, gelangt man in die Zone der bereits erwähnten Koessener Kalke mit der

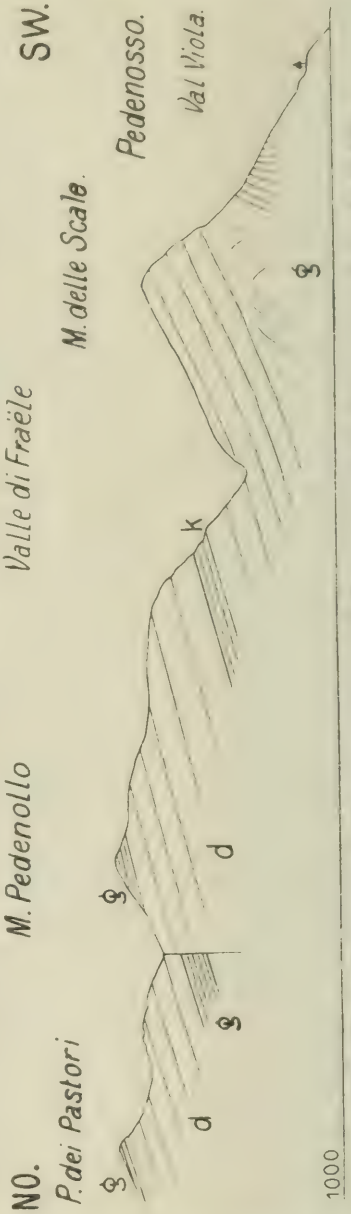


Fig. 69. g Gneiss und Casannaschiefer, d Triasdolomit, k Koessener Sch. 1:75 000.

Holopella alpina, welche wiederum von demjenigen Dolomit unterlagert ist, in den sich die Adda ihr tiefes und unzugängliches Bett eingegraben hat. Aber auf der andern Talseite an den Gehängen des Monte delle Scale erheben sich diese liegenden Dolomitbänke mit ziemlich steiler Neigung nach NO bis zum Gipfelkamm, wobei sie mehrfach in der Fallrichtung verbogen sind. Besonders schön tritt dies an den Steilwänden dieses Berges hervor, welche der Stelviostrasse zugekehrt sind und muss jedem Reisenden auffallten, der mit aufmerksamem Auge des Weges wandelt. Die Erscheinung wird dadurch um so auffälliger, weil zwischen den hellfarbigen dicken Dolomitbänken mehrfach schwarze dünnplattige Kalkbänke eingeschaltet sind, die leichter zerstört werden, so dass dunkle vertiefte Furchen zwischen den rippenförmig hervortretenden Dolomitbänken entstanden sind, deren (sigmoidaler) Verlauf vom Gipfel bis zur Talsohle die Form eines grossen Fragezeichens hat. Gegen Westen streichen diese Dolomite ohne Unterbrechung über den Scalepass mit seinen Turri di Fraele in die Cima di Plator fort und sie erreichen so die grosse Verwerfung bei Vallunga, wo sie ihr Ende finden. Gegen Osten setzen sie über die tiefe Addaschlucht oberhalb der Bäder von Bormio

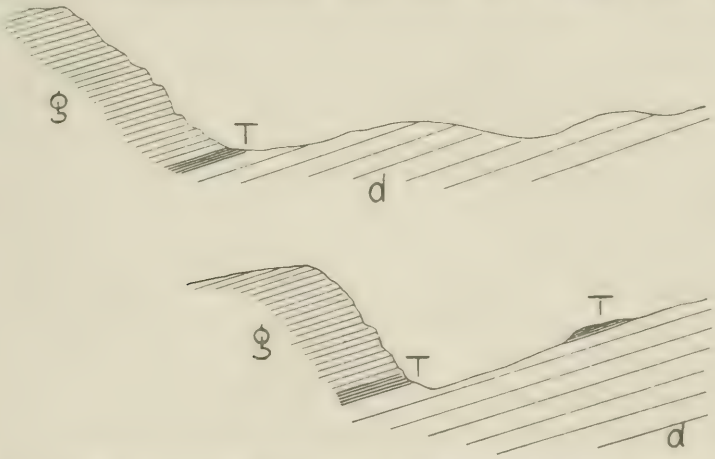


Fig. 70. Das obere Profil stammt von der Südwestseite des Scorluzzo, das untere unmittelbar von hinter dem Gasthof Ferdinandshöhe.
g krystall. Schiefer, d Dolomit zu oberst, z. T. flammig gebänderter Kalk, τ gelbe Rauhwacke 3—4 ctm mächtig mit eckigen Schiefer-Einschlüssen.

und bauen den Dosso Reit und Cristallo des westlichen Ortlermassives auf. Gegen Süden enden sie überall mit steilen Wänden, an deren Fuss das Liegende nur selten sichtbar ist, weil ungeheure Schutthalden des abgestürzten Dolomites einen undurchdringlichen Mantel darüber gelegt haben. Doch haben wir die guten Aufschlüsse bei der Alp Trela

schon geschildert, wo typischer Buntsandstein von 300 m Mächtigkeit darunter zum Vorschein kommt. An anderen Stellen wie in der Schlucht oberhalb Valle di Dentro am Plator und am oberen Ende der Valle d'Uzza am Dosso Reit sind weisse Gipslager und Rauhwacken die Unterlage, welche selbst auf den krystallinen Schiefern des Viola- und Furvatales ruhen. So ergibt sich denn, dass der Cristallokamm und seine westliche Fortsetzung bis zum Plator den Südflügel einer ost-weststreichenden Mulde darstellen, deren Nordflügel der Monte Pedenollo, Braulio und Scorluzzo bilden, aber so, dass dieser isoklinal über den Südflügel gelegt ist. Die Umbiegung des einen in den anderen Flügel, also der eigentliche Muldenboden, wäre weiter im Norden zu suchen, er ist aber nicht erhalten, weil da die grosse rhätische Längsverwerfung durchzieht und alles abgeschnitten hat. Man überzeugt sich davon leicht, wenn man die Val Forcola herauf zur Passhöhe wandert, welche den Monte Braulio gegen Norden von der Punta di Rims des Umbrail trennt. (S. Taf. IV Fig. 73.) Die horizontal gelagerten Dolomitbänke des Pedenollo biegen sich rasch ins Forcolatal herunter und werden von schwärzlichen Kalkplatten (Muschelkalk?) oberhalb der aufgelassenen Eisenöfen — le Fornelle — überlagert, auf denen noch ein kleiner Rest krystalliner Schiefer am Südostfuss des Monte Solena in einer Höhe von ungefähr 2300 bis 2500 m liegt. Dahinter steigen die hohen Dolomit-Wände des M. Solena und Schumbraida auf bis zu Höhen von über 3100 m und schneiden alle die verkehrt liegenden Schichten der liegenden Ortler-Mulde längs einer vertikalen nordöstlich streichenden Fläche vollkommen ab. Der Schumbraidadolomit gehört aber zu dem Triaszug des Monte del Ferro und Piz d'Esen, ist also normal gelagert und setzt mit nördlichem Einfallen über die Bocceta del Lago in den Piz Umbrail hinüber, (Taf. IV Fig. 72) wo er ganz regelmässig auf krystallinen Schiefer liegt. Diese Unterlage wird schon in dem Seitental sichtbar, welches bei der Alphütte Forcola von Osten her einmündet ungefähr von der Höhe 2500 m an. Der Hintergrund dieses Tälchens bis zum Paso di Rims ist in solchen Schiefer eingesenkt. Während aber darüber im Norden die auflagenden Triasdolomite sich als Steilwände erheben, sieht man den Schiefer gegen Süden sich an eine hoch aufsteigende Felswand anlagern, die aus horizontalen Dolomitbänken besteht und den Nordrand des Pedenollo-Hochplateaus darstellt. Es befindet sich dieser Dolomit in verkehrter Lagerung, denn die Gneisse des

Braulio sind ihm deutlich aufgelagert, und er ist gegen Norden jählings von der krystallinischen Unterlage des Schumbraida-Umbrail-Dolomites abgeschnitten, welche am Paso di Rims sich so hoch erhebt, dass sie dort sogar ins Niveau des Braulio-Gneisses heraufreicht, scheinbar ein ungestörtes Ganze mit ihm bildend, wie das Theobald und auch Gümbel angenommen hatten, weil sie nicht wussten, dass jener normale, dieser aber verkehrte Lagerung hat. Der Piz Umbrail, den ich nur auf seiner Südseite besucht habe, bedarf mitsamt seinen nördlichen Ausläufern, dem Piz Praveder, Chaziora (oder Ett) und Lad dringend einer neueren Untersuchung, denn die Beschreibungen Theobalds von 1863 (l. c. S. 329) sind hier vielfach unklar und z. T. nachweislich unrichtig. Natürlich hat er auch hier zwischen dem Dolomit und den liegenden Casannaschiefern fast überall Verrucano, untere Rauhwacke, Virgloriakalk, Arlbergkalk, obere Rauhwacke und Schiefer mit Gipslagern, d. h. seine „Mittelbildungen“ ausgeschieden, ohne Versteinerungen darin gefunden zu haben und ohne die Mächtigkeit dieser Horizonte anzugeben. Angaben wie diese, dass (S. 332) sie bald ansehnlich entwickelt sind, bald nur in „schwachen Streifen“ vorkommen und von dem darüber sich auftürmenden „Hauptdolomit“ „gleichsam erdrückt“ seien, deuten zu Genüge an, dass er selbst sie an vielen Stellen überhaupt nicht aufgefunden hat. Gümbel hat diese Tatsache denn auch 1893 (l. c. S. 29) bereits konstatirt und ist geneigt jenen „Hauptdolomit“, der beim Aufstieg von der 4ten Cantoniera deutlich den krystallinen Schiefern direkt aufliegt, eher in die untere Trias, etwa als Vertreter des Muschelkalkes, zu verweisen. Meine Beobachtungen haben diese unmittelbare Auflagerung bestätigt gefunden. Wenn man aber von der Cantoniera aus gegen die Punta di Rims längs der Wasserleitung am Gehänge über die Phyllite und Chloritschiefer heraufsteigt, und von der starken Quelle aus gegen Westen in die Schlucht hereingeht, welche von der Punta di Rims herabkommt, so trifft man in derselben, etwa in einer Meereshöhe von 2800 m, ein Gipslager, das den krystallinischen Schiefern ebenso wie bei Bormio unmittelbar aufliegt und sich häufig verschüttet bis zur Jochhöhe am Südfuss der Punta di Rims heraufzieht, wo sich unmittelbar darüber mit starker Neigung nach Norden der Dolomit des Umbrail darüberlegt. Theobald hat dasselbe viel zu weit im Osten auf seine Karte eingetragen und darunter Arlbergkalk,

Muschelkalk und Verrucano eingezeichnet, von denen tatsächlich nichts vorhanden ist. Der Dolomit des Umbrailkammes ist teils dunkel, teils hellfarbig und recht auffällig und häufig tritt darin eine Breccie hervor, die aus eckigen dunklen Dolomitfragmenten und einer dieselben fest umschliessenden hellgrauen Dolomitmasse besteht. Im Ortlergebiet kommen genau dieselben Breccien vor und werden uns dort noch einmal beschäftigen. Auch Gümbel hat dieselbe beobachtet und auf ihre weite Verbreitung innerhalb der Ostalpen aufmerksam gemacht. Ausserdem treten häufig auch dunkle dolomitische und reine Kalksteine in dieser Dolomitzone auf, wie wir dies bereits aus der Umgebung von Bormio angeführt haben.

Im Norden des Umbrail sollte man auf den in dieser Richtung sich senkenden Dolomitbänken die Koessener Kalke und den Lias erwarten, statt dessen gewahrt man mit Erstaunen auf den Gipfeln des Piz Ett und Lad krystallinische Schiefer und das Gleiche findet auf dem Dolomitrücken statt, der sich von Paso dei Pastori westwärts zum Monte Forcola zieht. Die letztgenannte Stelle hat Theobald nicht gekannt und dort unentwegt Hauptdolomit eingetragen. Die erstgenannten Vorkommnisse hat er versucht, aus lokalen Aufwölbungen des Untergrundes zu erklären, obwohl ihm das Fehlen der Zwischenschichten an der Grenze des Gneisses und des Dolomites auffiel. Die Aufschlüsse am Paso dei Pastori schliessen eine solche Erklärung völlig aus und es erscheint mir, obwohl ich die Auflagerung nur aus der Ferne gesehen habe, am wahrscheinlichsten, dass hier eine schuppenförmige Ueberschiebung innerhalb der rhätischen Schubmasse von Nord oder Nord-Ost den Gneiss über die Trias gebracht habe. Ich vermute, dass sich diese Schubmasse gegen Westen in den oberen Teilen der Cima la Casina und Punta la Monata fortsetzt. Ich sah dort von Valle Pettini aus mitten durch die hellen Dolomitwände, welche sich auf der Nordseite 1000 m tief vom Gipfel herabsenken, ein eigentümliches rotes Band ziemlich horizontal sich hindurchziehen und um die Westecke der Monata herumgehend verschwinden. Es mag dies die Schubfläche anzeigen, die möglicher Weise bei Grasso im Spöltal den von Böse beobachteten anormalen Kontakt der untersten Trias mit den Koessener Schichten des Monte del Ferro hervorruft.

Das Ergebnis dieses Kapitels lässt sich dahin zusammenfassen. Das Gebiet zwischen Livigno und Stilfserjoch wird

von einer tektonisch sehr bedeutsamen Verwerfung in annähernd west-östlicher Richtung durchschnitten, die nur in Val Forcola auf eine etwa 3 km lange Strecke wahrscheinlich infolge einer sie kreuzenden jüngeren Verwerfung nordöstliche Richtung hat. Im Süden derselben haben die krystallinen Schiefer und Casannaschiefer mit ihren Marmoren eine weite Verbreitung. Diskordant ist ihnen die Trias in einem Zuge aufgelagert, der bei der Alp Trela beginnt und über Plator, M. delle Scale und Dosso Reit in den Cristallokamm des Ortler fortsetzt. Dieser Triaszug hat durchweg die Form einer liegenden von West nach Ost streichenden Mulde und dem entsprechend stellen sich die krystallinen Schiefer auch wieder über diesem Triaszug als hangender Muldenflügel ein, nämlich am Pedenollo, Monte Braulio und Scorluzzo.

Gegen Norden werden alle diese Gesteine und auch die liegende Mulde selbst ohne Rücksicht auf ihre Ausdehnung durch jene O.-W.-Verwerfungsspalte jählings abgeschnitten und auf ihr stossen sie unmittelbar an die rhätische Schubmasse an, die aus einer Reihe von mindestens drei Triasschuppen besteht. Die südlichste reicht vom M. Crapene bei Livigno her bis ins Val Fraele. Sie besteht aus Dolomit, Koessener und Lias. Die zweite umfasst die krystallinen Schiefer und die ganze Trias und legt sich mit dem M. Ferro über die südliche Scholle, stösst weiter im Osten aber direkt an jene O-W-Verwerfung an. Dahin gehören M. Schumbraida und Umbrail. Die dritte Schuppe endlich ist die nördlichste des Piz Ett und Lad. Das basale Gebirge, auf dem die rhätischen Schuppen liegen, ist in der Tiefe unter ihnen begraben, während im Süden der grossen Verwerfung nur dieses basale Gebirge es ist, welches selbst die höchsten Höhen aufbaut. Von einem Deckgebirge ist keine Spur zu bemerken. Dieses basale Gebirge setzt sich aber nach Westen fort und ist dasselbe, das wir schon am Bernina- und Casannapass, am Piz Mezzaun und Albula kennen gelernt haben.

2. Das Ortlergebiet zwischen dem Stilfserjoch und dem Suldental.

Touristisch ist dies Gebiet seit etwa 40 Jahren weitesten Kreisen erschlossen, aber geologisch ist das Bergmassiv, welches den höchsten Gipfel der Ostalpen trägt, noch so wenig untersucht, dass die bekannten geol. Uebersichtskarten — es gibt noch keine Spezialkarten — nicht einmal

in den Umrissen die Verbreitung richtig angeben, welche die Trias darin hat. Ueber die tektonische Anordnung dieser Triassedimente hat sich zuletzt GÜMBEL (1891) in eingehender Weise geäussert, aber es genügt sein Resumé hier wörtlich mitzuteilen, um allein schon nach dem, was wir bisher festgestellt haben, zum Schlusse zu kommen, dass wir erst von zukünftigen Untersuchungen eine den wirklichen Tatsachen entsprechende Vorstellung vom Baue des Ortlermassives zu erwarten haben. GÜMBEL (l. c. S. 115) schreibt: „Sucht man nun ein allgemeines Bild von dem im ganzen sehr ruhigen Aufbau des Ortler-Stockes zu gewinnen, so stellt sich uns der obere wesentlich aus Dolomit- und Kalkschichten bestehende Teil der Gebirgsmasse als auf einem sanft von NO nach SW geneigten Fundament aus krystallinischen Schiefern aufgesetzt dar, wobei die Scheide zwischen den beiden Gesteinsgruppen von 2500 m im Norden sich auf 1500 m im Süden senkt und die Schichten zugleich einander zugeneigt, im Nordflügel nach SW, im Südflügel nach NO einfallen und gegen die Mitte hin eine flache Mulde bilden. Im allgemeinen scheinen Schiefer und Kalkgebirgsschichten in gleichförmiger Lagerung sich an einander anzuschliessen.“ Stattdessen besteht ausgesprochene Diskordanz zwischen den älteren Schiefern und der Trias und im Westen ist alles zu einer grossen aber ganz nach Süden überkippten Mulde zusammengefaltet, die gar nicht mit der ruhiger gelagerten Trias des Umbrail zusammenhängt. Das geht aber noch weiter nach Osten so fort und wenn auch auf der Suldenseite keine Ueberkippung mehr nachweisbar ist, so liegt doch die Königsspitze in einer tiefen und eng zusammengeschobenen Mulde, an die sich erst die flacher gelagerten Schichten des eigentlichen Ortler nordwärts anschliessen.

Die Schwierigkeit, den Bau dieses Massives festzustellen, liegt in verschiedenen Verhältnissen: Es ist ein politisches Grenzgebiet, in dem drei Sprachengebiete zusammenstossen. Grosse touristische Fähigkeit und Ausdauer sind erforderlich, um die von Schnee und Eis oft fast ganz verhüllten und unzugänglich gemachten Höhenregionen zu untersuchen. Lang ist die Reise bis man in dies abgelegene Gebiet gelangt und kurz die Jahreszeit, welche sich zu Untersuchungen eignet. Ein ganz besonderes stratigraphisches Hemmnis kommt hinzu: Die mächtigen Triassedimente sind hier so arm und petrographisch so gleichartig entwickelt, dass wir noch immer keine sichere Gliederung derselben

haben. Theobalds Schema hat sich schon ausserhalb als gänzlich unbrauchbar erwiesen. Gümbel sagt: Leider geben die im Ortlerstock bis jetzt aufgefundenen spärlichen organischen Ueberreste noch keine zureichende Anhaltspunkte, um das ungemein mächtige Schichtensystem zwischen den sicher nachgewiesenen rhätischen Schichten und den flaserigen weissfleckigen Quarziten, welches man als Ganzes wohl Ortlerkalk und -Dolomit nennen kann, in einzelne Stufen zu gliedern. Trotzdem schlägt er dann folgende vorläufige Gliederung vor, von oben nach unten:

a) „Hellgraue splitterige Dolomite (? Hauptdolomit),
b) Rauhwacke nur stellenweise entwickelt,
c) Schwarze, dünnbankige, versteinerungsreiche (kleine Gasteropoden, Crinoideen, Foraminiferen) Kalke und Dolomite (? Raibler Schichten),
d) Streifendolomit, graue, weiss gestreifte und gefleckte Dolomite und Kalke mit spärlich und undeutlich erhaltenen Versteinerungen (? Wettersteinkalk),
e) Intensiv schwarze, bankartig wohlgeschichtete Dolomite im Wechsel mit tief schwarzem mergeligem Schiefer, welche Fischschuppen und Ostracoden-Schälchen enthalten (? Partnachschichten),
f) Grauschwarze, splittrige Dolomite mit weissen Kalkspatadern, voll von kleinen weissen Kalkspatknöllchen mit stielartigen Ausscheidungen nach Art der Guttensteiner Schichten,
g) Streifenschiefer, dünngeschichtete, weissgestreifte graue Mergel; zuweilen eine Bank weisslichen Kalks einschliessend,
h) Gips und Rauhwacke (nur stellenweise vorhanden).“

Meine Erfahrungen gehen dahin, dass diese Gliederung praktisch gar keinen Wert hat, wenn man vom h absieht, das, wenn vorhanden, allerdings stets an der Basis liegt. Aber sonst kenne ich kein einziges geschlossenes Profil, in dem man die aufgezählte Reihenfolge des petrographischen Wechsels beobachtet hätte oder beobachten könnte. Da von den Versteinerungen bis jetzt nicht eine einzige Art bestimmt werden konnte, so hängt eine Parallelisirung mit Raibler und Partnachschichten, sowie Wetterstein- und Guttensteinerkalk ganz und gar in der Luft. Wir wissen tatsächlich noch nicht einmal, ob die untere Trias, also die Horizonte des Buntsandsteines und des Muschelkalkes im Ortler-Dolomit vertreten sind und nur das ist nach dem Vorkommen der Koessener Schichten im Val di Fraele

sicher, dass obere Teile der Trias durch den Dolomit vertreten sein müssen. Der rote Sandstein bei Alp Trela dürfte allerdings nach den Erfahrungen in Bünden ziemlich sicher als Buntsandstein angesprochen werden, aber dort fehlt gerade die Rauhwacke und der Gips (h) und wo diese am Ortler entwickelt sind, fehlt jener. Ganz ausgeschlossen ist die Möglichkeit einer transgredirenden Lagerung der Triasglieder keineswegs, da sie zweifellos diskordant auf dem älteren Schiefergebirge liegen. Im Ortlergebiet aber fehlt der rote Sandstein vollständig und die basale Rauhwacke ist meist mit eckigen Fragmenten des darunterliegenden Schiefers versetzt, wie man dies sehr bequem hinter der Schaubachhütte und am Fuss des Hinteren Grat beobachten kann. Es sind das die Abrasionsprodukte des das vorher trockene Land langsam in Besitz nehmenden Triasmeeres. Dass auch auf der Südseite des Ortlermassives, in Val Zebru, die Verhältnisse nicht ganz so liegen, wie sie früher dargestellt worden sind, hat W. Hammer gezeigt, der zur selben Zeit, als ich die Nordseite besuchte, auf der Südseite war.[1]) Nach seinen Darstellungen gehören gewisse Gips- und Rauhwackenlager, die Gümbel als unterste Trias auffasste, noch zu den älteren Phylliten und läuft zwischen diesen und dem „Ortlerkalk“ eine grosse Längsverwerfung durch das ganze Zebrutal.

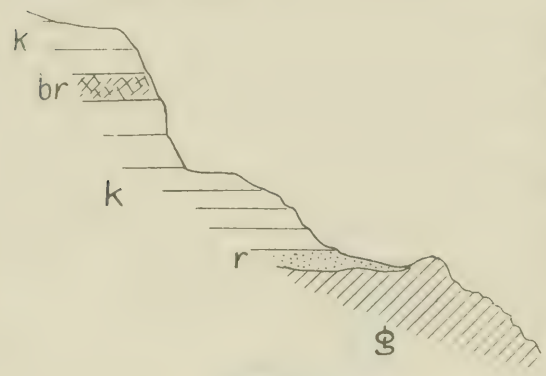


Fig. 74.
Am Marltberg oberhalb des Wirtshauses.
Der horizontale Felseinschnitt unterhalb br stellt den Fussteig dar, der zu den Tabaretta-Wänden führt. g feinkörniger serizit. Gneiss, r rauhwackenartiger Kalkstein mit Schieferbruchstücken, k blauer dünnplattiger Kalkstein mit brecciösen Einlagerungen br.

Einen vorzüglichen Einblick in die Beschaffenheit des Ortler-Dolomites gewährt der Weg von Sulden über die Tabarettawände und Payerhütte zum Ortlergipfel. Der grüne Marltberg besteht aus krystallinen Schiefern, unter denen Augengneiss eine nicht unbedeutende Rolle spielt. Es kommen aber auch serizitische Schiefer vor, die nach Art der Casannaschiefer ein halbkrystallines Ansehen haben, und auch in Quarzitschiefer übergehen. Streichen und Fallen der

[1]) Mitteilung über Studien in der Val Furva und Val Zebru bei Bormio. Verhandl. Bk. R.-A. 1902.

Schiefer wechselt. Gümbel beobachtete einen 1 m starken verwitterten Suldenit oder Ortleritgang darin, den ich nicht gefunden habe. Hinter dem neugebauten Wirtshaus, da wo die Triasschichten sich darüber legen, streicht der serizitische gneissartige Schiefer ungefähr rechtwinkelig zu jenen und fällt mit 45° ein. Auf seinen Schichtköpfen liegt 1 m mächtig ein heller, intensiv gelb anwitternder Kalkstein mit einzelnen grünen Schiefereinlagerungen. Er ist wie die hangenden Schichten schwach nach WSW geneigt. Um zu dieser Stelle zu gelangen, muss man von dem horizontal laufenden Fusspfad etwas bergab steigen. An anderen Stellen, wo das Anstehende zerstört ist und man nur die herumliegenden Stücke auflesen kann, waltet das Schiefermaterial vor und treten eisenhaltige und dolomitische Kalklagen nur als dünne Streifen und Linsen dazwischen auf. Gümbel hat sie chemisch untersucht. Darüber stehen — am Fusspfad gut aufgeschlossene blaue schiefrige Kalke an, die mit brecciösen Kalkbänken wechsellagern. Dann folgt Dolomit, der die steilen Tabarettawände aufbaut. Ich habe keine Kalkbänke in denselben gefunden, doch ist ein Uebersehen darin leicht möglich. Sobald man aber die Sattelhöhe (2883 m) erreicht hat, bietet der flach ansteigende Grat bis zur Payerhütte gute Gelegenheit, die wechselreichen Gesteine zu untersuchen. Der Dolomit ist noch immer das herrschende Gestein mit seinen dickbankigen und dünnplattigen Varietäten, die oft aus papierdünnen verschiedenfarbigen Schichten bestehen und als Bänderdolomit bezeichnet werden können. Wiederholt liegen aber auch schwarze dünnplattige und stark bituminöse Kalksteine dazwischen. Im Dolomit gewahrt man zuweilen stylolithenartige Suturbänder mit bräunlicher Zwischensubstanz. Breccienstruktur ist nicht selten und manchmal so entwickelt, dass die eckigen dunkelfarbigen Stücke Kalkstein, die hellere Zwischenmasse Dolomit sind. Hinter der Payerhütte führt der Ortlerweg zuerst über ein Schneefeld und dann westlich um die Tabarettaspitze herum. Sobald man den Fels erreicht hat, stellen sich dünnplattige, ziemlich steil nach WSW geneigte, schwarze Kalksteine ein, welche auf dem Dolomit der Payerhütte liegen. Sie sind zwar nicht reich an Versteinerungen, doch findet man bei einigem Suchen bald Schneckendurchschnitte darin, die sich durch die weisse Farbe ihrer Schale gut abheben. Muschelschalen sind seltener, kleine Foraminiferengehäuse hingegen häufig. Wenn schon spezifische Bestimmungen nicht möglich waren, da die Versteinerungen nicht herauswittern und

sich auch nicht herauspräpariren lassen, so erinnert das Ganze doch ungemein an die Entwicklung der Koessener Schichten, wie sie in Bünden verbreitet ist. Der „Hamburger Weg“ führt von da zunächst etwas abwärts wieder in den liegenden Dolomit und später über weite Schneefelder in die Höhe bis zum Dolomit des Gipfels. Wollte man annehmen, dass Streichen und Fallen überall sich gleichblieben und keine Störungen durch Verwerfungen eingetreten sind, dann müsste allerdings der Gipfeldolomit über den Kalken der Tabarettaspitze liegen, diese eine Einlagerung darin bilden.

Beobachten lässt sich das freilich nicht und so müssen wir auf der Hut sein, denn wir werden später sehen, dass mindestens zwei grosse Verwerfungen von Trafoi ins Ortler-Massiv hereinstreichen. Blicken wir von der Tabaretta aus gegen Westen nach dem Pleisshorn, so sehen wir ganz ähnliche dunkle Gesteinsplatten fast senkrecht an den hohen Wänden dieses Berges aufsteigen, aber zugleich dabei allerhand Krümmungen beschreiben. Möglicher Weise sind das dieselben versteinerungsführenden Kalksteine, aber jedenfalls beweisen sie, dass der einfache flachmuldenförmige Bau, wie ihn Gümbel für den ganzen Ortlerstock annahm, nicht zutrifft. Halten wir sonst Umschau, dann ergibt sich ganz allgemein eine grosse Armut an Versteinerungen. Auf den grossen Schutthalden, die auf der Trafoierseite vom Bärenkopf herabgefallen sind, fand ich nicht allzu selten helle Dolomite mit Evinospongien, wie sie im Wetterstein- und Esinokalk so häufig sind. Die radialfaserige Struktur ist allerdings beim Dolomitisirungsprozess verloren gegangen, aber die konzentrische wird noch deutlich durch verschiedene Färbung angezeigt. In von der Ortler-Wand auf den Marlt- und Endderwelt-Ferner herabgestürzten dunklen Kalksteinen (sie stammen wahrscheinlich aus den Kalksteinen der Tabaretta-Spitze?) fand Gümbel weissschalige Gasteropoden und Bivalven, darunter „Natica-ähnliche Formen und solche, welche der Neritopsis ornata Schäf. sehr nahe stehen.“ Das würde für Koessener Alter sprechen. Im Anschluss daran soll noch erwähnt sein, dass im Brauliotal unterhalb der I. Cantoniera und der grossen Strassen-Serpentine neben der Strasse ein heller Dolomit ansteht, der eine Bank einschliesst, die erfüllt ist mit kleinen Bivalvenschalen. Sie sind wie das Gestein selbst ganz in Dolomit umgewandelt. Aehnliches scheint Gümbel in der Nähe der II. Cantoniera getroffen zu haben.

Er gibt daraus „sehr deutliche Crinoiden-Stiele und Durchschnitte von Conchylienschalen“ an. Ohne Zweifel liessen sich solche Fundplätze noch viele auffinden, aber für die stratigraphische Gliederung sind sie ziemlich belanglos, so lange es nicht gelingt, die Versteinerungen darin genauer zu bestimmen.

Um eine ungefähre Vorstellung vom Baue des Ortlermassives zu gewinnen, sind wir einstweilen auf die Feststellung der heutigen Oberflächenform des Grundgebirges angewiesen, auf welcher die Dolomite zum Absatz gekommen sind. Am leichtesten gelingt dies auf der Ostseite des Ortlermassives im Gebiet des Suldentales. Vom Königsjoch senkt sich diese Fläche von 3300 m Meereshöhe nordwärts sehr stark, so dass sie am Nordfuss der Königsspitze schon 7 bis 800 m tiefer liegt. In der Umgebung der Schaubachhütte herrscht das Grundgebirge fast ausschliesslich vor und nur in dem Wasserriss östlich von dieser Hütte ist noch ein kleiner Rest der Dolomitdecke in einer Höhe von 2550 m erhalten. Es ist das der tiefste Punkt der alten Oberfläche, denn am Hinteren Grat des Ortler liegt sie schon wieder auf 2800 m Meereshöhe. Dann senkt sie sich von neuem über den Endderwelt-Gletscher (2700), den Kühberg (2600) zum Marltferner (2500), steigt jedoch von da bis zum Marltberg auf 2600 an, um dann abermals über den Muttberg (2500) bis zum Zoppgraben auf 2050 zu sinken. Zwischen

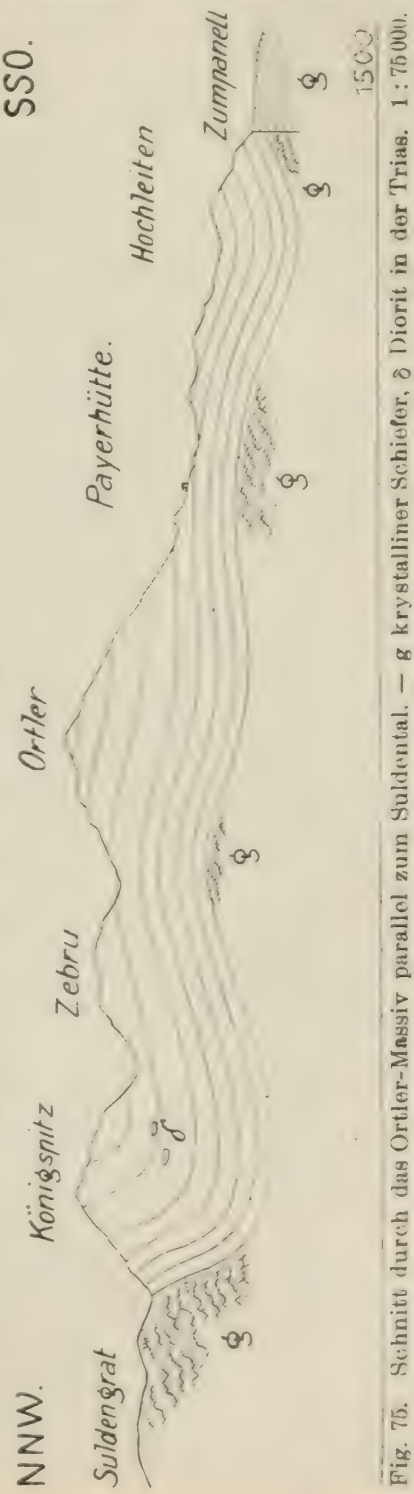


Fig. 75. Schnitt durch das Ortler-Massiv parallel zum Suldental. — g krystalliner Schiefer, δ Diorit in der Trias. 1 : 75000.

der Hochleitenspitze und dem Zumpanell-Berg steigt sie von neuem rasch an, so dass sie den Gebirgs-grat bei 2500 m erreicht. Sie beschreibt also drei muldenförmige Einbiegungen. In der mittleren Mulde erhebt sich die Tabaretta-Spitze mit ihren fraglichen Koessener Schichten zu oberst; in der nördlichen Mulde habe ich Anzeigen dieser Kalke nicht gefunden, in der südlichen Mulde könnten sie auf der Höhe der Königsspitze erwartet werden, denn die Dolomite fallen vom Königsjoch her gegen Norden ein, am M. Zebru aber gegen Süden, sodass das Ganze eine normale aber tiefe Mulde zu sein scheint. Herr Dr. Christomanos, der die Königsspitze mehrfach traversirt hat, teilte mir mit, dass er auf dem Grat nahe der Spitze schwarze dünnplattige Kalksteine beobachtet habe; diese könnten denjenigen der Tabarettaspitze entsprechen.

Auf der Nordseite des Ortler-Massives liegen die Verhältnisse zur Feststellung jener Grundgebirgsoberfläche nicht günstig, weil vom Zumpanell-Berg an bis zum Stilfserjoch eine grossartige Gebirgsverschiebung eingetreten ist, infolge deren die triasischen Dolomite von einer Verwerfung abgeschnitten sind und ihre Unterlage verhüllt ist. Erst vom Stilfserjoch an gegen Westen lässt sich dieselbe erkennen, aber merkwürdigerweise liegt sie am Scorluzzo nicht unter, sondern über dem Dolomit, (Fig. 70—73) wodurch bewiesen ist, dass die Trias eine ostwestlich streichende Mulde bildet, deren Nordflügel über den Südflügel herübergeschlagen ist, wie wir dies ja auch in gleicher Weise am Braulio und Pedenollo schon erkannt haben. Auf der Südseite des Ortler durfte man nach den früheren Arbeiten verhältnismässig einfache und klare Verhältnisse annehmen. Es schien als ob dort in Val Furva und Zebru der triasische Dolomit normal auf älteren Schiefern des Grundgebirges aufliege und dass diese Auflagerungsfläche von Bormio (1300 m) über Uzzatal (2000), die Baite di Zebru (2200) und die Baite del Pastore (2600) ziemlich gleichmässig bis zum Königsjoch (3300) ansteige. Aber, wie schon erwähnt, hat Hammer durch seine Beobachtungen diese Zuversicht, welcher noch in meinen Fig. 72—73 Ausdruck verliehen worden ist, erschüttert und wir müssen die Vollendung der von der Reichsanstalt begonnenen Spezialaufnahmen abwarten, um einen genaueren Einblick in die dortigen Verhältnisse zu gewinnen. Ich selbst habe die Südseite nicht besucht.

Auffällig bleibt der Gegensatz zwischen der überkippten Mulde im Westen und den viel einfacher erscheinenden

Lagerungsformen im Osten. In den auf ihre Tektonik noch gar nicht erforschten Gebieten des Trafoier- und des Ortler-Ferner liegt jedenfalls die Auflösung dieses scheinbaren Gegensatzes. Denn darüber kann ein Zweifel kaum bestehen, dass das Ortler-Massiv aus einer einzigen tektonisch durchaus einheitlichen Triasmasse besteht, deren regelmässige Fortsetzung gegen Westen wir schon bis zur Randverwerfung Livigno-Stilfserjoch kennen gelernt haben und von der wir also wissen, dass sie nicht zur rhätischen Schubmasse, sondern zum basalen Gebirge gehört, während die Trias des Piz Umbrail, Schumbraida und Monte del Ferro, obwohl sie mit jener in Berührung steht, ein Teil jener Schubmasse, also vom Ortlermassiv tektonisch ganz zu trennen ist.

Die nach Süden umgelegte Ortlermulde beginnt also im Westen bei Vallelunga und mit der Cima di Plator; der aus Koessener Kalken bestehende Muldenkern beginnt bei Casa Prospadina 4 km unterhalb S. Giacomo im Fraeletal bei 1900 m Meereshöhe und lässt sich ohne Unterbrechung 8 km weit bis Spondalunga im Brauliotal verfolgen, wo er bei 2300 m Meereshöhe ansteht. Es lässt dies auf ein langsames Ansteigen der Muldenaxe gegen Osten schliessen. In entsprechender Weise sehen wir den hangenden Muldenflügel der krystallinen Schiefer am Monte Solen in 2300—2500 m, am Pedenollo in 2600—2700, am Braulio und Monte Radico 2700—2900 m Meereshöhe auf dem Dolomit liegen. Beim Durchqueren des Brauliotales senkt er sich allerdings auf 2300 m herab, steigt aber alsbald auf der Südseite des Scorluzzo wieder an bis 2900 m, um sich bis zum Stilfserjoch auf 2750 zu senken. Im ganzen entspricht das ebenfalls einem langsamen Ansteigen gegen Osten.

Hinter dem Gasthof Ferdinandshöhe kommt ein kleiner Gletscherbach aus dem Ebenferner herab. Er hat sich sein Bett in den triasischen Dolomit eingegraben. Auf der Westseite der Schlucht liegt über dem Dolomit eine wenig mächtige Lage der gelben Rauhwacke und darüber der krystallinische Schiefer des Scorluzzo, der hier gegen Osten ausstreicht. (Fig. 70 S. 151).

Dieser Nordflügel der liegenden Mulde setzt vom Stilfserjoch gegen Osten weiter, aber es fehlt ihm dabei der darüber liegende krystallinische Schiefer, weil dieser der Erosion bereits ganz zum Opfer gefallen ist. Statt dessen sieht man den überkippten Dolomit mit nördlicher Neigung an der Signalkuppe, dem Monte Livrio, dem

Vordergrat und an der vorderen Madatschspitze anstehen. Man könnte vermuten, dass er unter die krystallinischen Schiefer der Rötlspitze einfalle. Dem ist aber nicht so. Er zieht sich nicht unter dieselben hinein, denn sonst müsste man ihn bei Anlage der Stilfserjochstrasse angeschnitten haben. Eine grosse von W nach O gerichtete Verwerfungsspalte, die Fortsetzung der Randspalte der rhätischen Schubmasse, liegt zwischen beiden. Auch am Joch selbst, wo die Schiefer der Rötl- bzw. der Dreisprachenspitze an diejenigen des Scorluzzo anstossen, macht sich die Verwerfung durch den unerwarteten Wechsel im Streichen und Fallen sofort bemerkbar. Auf der Südseite der Strasse fallen sie flach nach SW, auf der Nordseite nach NO ein. Gegen Osten unterhalb von Franzenshöhe wendet sich diese Randspalte über den Weissen Knott nach NW und erreicht das Tal oberhalb des Trafoi-Hôtels.

Die Koessener Kalke des Muldenkernes von Spondalunga, wenn sie überhaupt wie am Südfuss des Pedenollo und Braulio in diese liegende Mulde mit eingefaltet worden sind, wären in der vergletscherten Val di Vitelli und unter den Ewigschneefeldern zu erwarten, welche die Firnregion des Eben-, Madatsch- und Trafoier-Ferner bilden, wo sie in den isolirt herausragenden vielen Felsriffen einstmals vielleicht nachgewiesen werden können. Unklar bin ich darüber geblieben, wie diese liegende Mulde ostwärts in die flachwelligen Dolomitschichten des eigentlichen Ortlers und der Königsspitze übergeht. Wahrscheinlich setzt von Trafoi eine nicht unbedeutende Querverwerfung von Nord nach Süd durch das ganze Massiv und verdunkelt diesen Uebergang. Bemerkbar wird dieselbe bei Trafoi. Während dort die nordöstlich streichende Verwerfungsspalte des Weissen Knott auf der anderen Talseite von der Höhe von 1800 m an bis zum Sattel zwischen Hochleitenspitze und Zumpanell (2508) in nur wenig veränderter Richtung fortzusetzen scheint und damit dem Dolomit zur Nordgrenze wird, springt letzterer unten im Tal in einem keilförmigen Stück noch beinahe 1 Kilometer weiter nach Norden vor und bildet gerade gegenüber dem Dorfe Trafoi einen kleinen Bergsporn bis herab auf die Talsohle (1500 m). Es kann dies wohl aus einer horizontalen Verschiebung auf zwei Querspalten erklärt werden, von denen die westliche aus Norden vom kleinen Boden der Praderalp herkommt, über Trafoi gegen die Heiligen drei Brunnen zieht und dann in die Gletscherregion eintritt. Auf dieser Spalte wäre die

rhätische Randspalte im Osten um ein bedeutendes nach Norden vorgeschoben worden und damit auch der Dolomit, der am rechten Talgehänge bei Trafoi noch ansteht, während auf dem linken bereits der Gneiss herrscht. Die östliche Verwerfung muss zwischen jenem Dolomitvorsprung und dem Gneiss des Zumpanellgehänges hindurch und gegen das Tabarettatal laufen. Ich vermute, dass sie dort die Einsattelung zwischen der Tabarettaspitze (3127) und dem westlich vorgelagerten Dolomitklotz (3011) durchschneidet und dadurch Ursache wird, dass die Koessener (?) Kalkplatten jener Spitze trotz westlichen Einfallens nicht am Gehänge weiter unten fortsetzen.

Die Randspalte zwischen Hochleitenspitze und Zumpanell ist am „Prager-Weg", der von Gomagoi zur Payerhütte führt, sehr gut aufgeschlossen. In den vom Hochleiten herabkommenden Wasserrissen steht der Dolomit

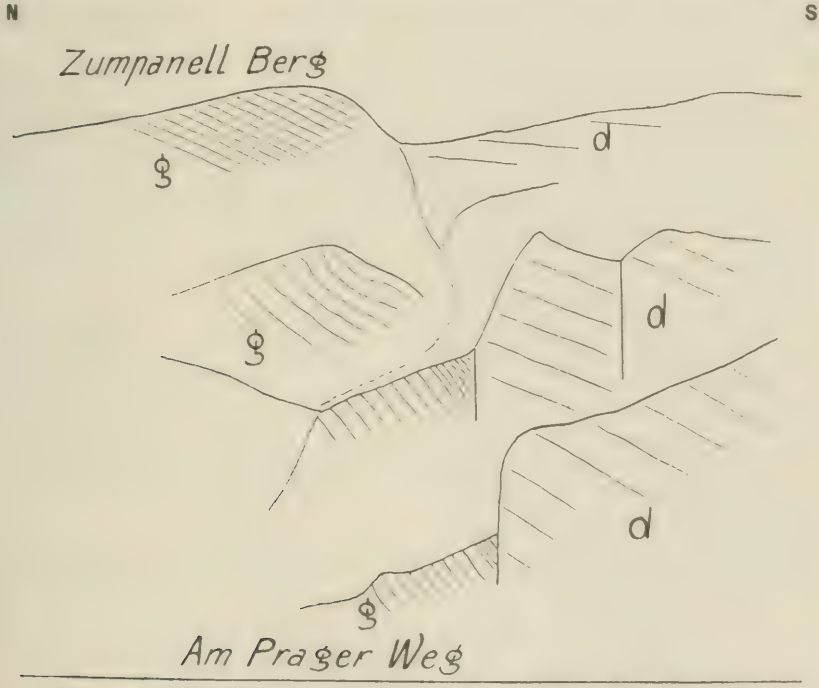


Fig. 76. Die rhätische Randspalte. — g krystall. Schiefer, d trias. Dolomit.

mit mässigem südlichem Einfallen an und stösst auf vertikaler Bruchfläche an stark zersetzten und zerrütteten Schiefer an, der z. T. gefältelt, ebenfalls nach S geneigt und von casannaschieferartigem Habitus ist. Gegen Norden stellen sich darin Augengneisse ein. Wo dieser Weg am Stierberg nach Gomagoi herabsteigt, in einer Höhe zwischen 1500 und 1600 m, trifft man in den glimmerreichen, fein-

körnigen, wohlgeschichteten grauwackenartigen Schiefern eigentümliche granitische Einlagerungen. Quarz und Feldspat, sowie der meist weisse seltener schwarze Glimmer sind flaserig angeordnet, wodurch zwar eine gneissähnliche Struktur hervorgerufen wird, aber die grösseren, manchmal bis über haselnussgrossen Feldspateinsprenglinge sind mit ihrer längeren Axe regellos orientirt. In mancher Beziehung wird man an den Puntegliasgranit des Vorderrheintales erinnert. Er liegt zuweilen wie ein Lagergang in dem Schiefer, aber anderwärts bemerkt man auch, dass seine Flaserung rechtwinkelig zum Saalband verläuft und dass der Granit eckige Schieferstücke einschliesst. Von den dieser Schiefer formation eigenen Augengneissen, welche wieder bei Gomagoi und von da an der Strasse nachSulden anstehen, ist dieser Granit trotz seiner Flaserung durchaus verschieden.

Stache[1]) hat 1877 versucht in diesem vortriasischen Schiefergebirge mit seinen verschiedenen Gesteinsvarietäten eine stratigraphische Reihenfolge aufzustellen:

1. „Die Gruppe der Gneissphyllite und Gneisse mit Glimmerschiefern, Hornblendeschiefern u. s. w., welche die Hauptmasse und Hauptbasis des ganzen Gebirges bilden."
2. „Die Gruppe der Quarzphyllite und der krystallinischen Kalke, Bänderkalke und Chlorit-, Kalkton und Kalkglimmerschiefern, welche mit einander wechsellagern und sich stellenweise vertreten."
3. „Die Gruppe der grünen Talkschiefer, arkoseartigen Talkwacken, welche durch Uebergänge und Wechsellagerung einerseits mit schwarzen Tonschiefern und Quarzphylliten, anderseits mit Sandsteinen und Konglomeraten und endlich auch mit gneissartigen Bildungen in Verbindung stehen."

Zu 3 ist zu bemerken, dass die angeblichen Talkschiefer alle in die Gruppe der Serizitschiefer zu stellen sind. Stache identifizirt diese Gruppe mit dem Sernifit und dem Verrucano Theobalds und hält sie für palaeozoisch, und zwar entweder für permisch oder obercarbonisch, er betont aber die Schwierigkeit ihrer kartographischen Abgrenzung von der älteren Gruppe 2, die er den Casannaschiefern gleichstellt und als Grauwackenformation „als eine eigentümliche alpine Facies eines wahren alten Uebergangs-

[1]) Geol. und Petrograph. Beiträge zur Kenntnis der älteren Eruptiv- und Massengesteine der Mittel- und Ostalpen. Jahrb. geol. R.-A. 1877 (Bd. 27) und 1879 (Bd. 29).

gebirges“ bezeichnet, die das Silur bis herauf zum Carbon verteten soll. In dieser Gruppe sollen die Ortlerite und Suldenite, Eruptivgesteine vom Typus der Propylite und Andesite, „überwiegend als normal eingeschaltete Lagermassen“ „von palaeolithischem, wenigstens carbonischem, wenn nicht silurischem Alter“ auftreten, die „nach ihrer Lagerungsform, ihren Ausscheidungen wie Einschlüssen als Reste von Lavadecken zu betrachten“ seien.

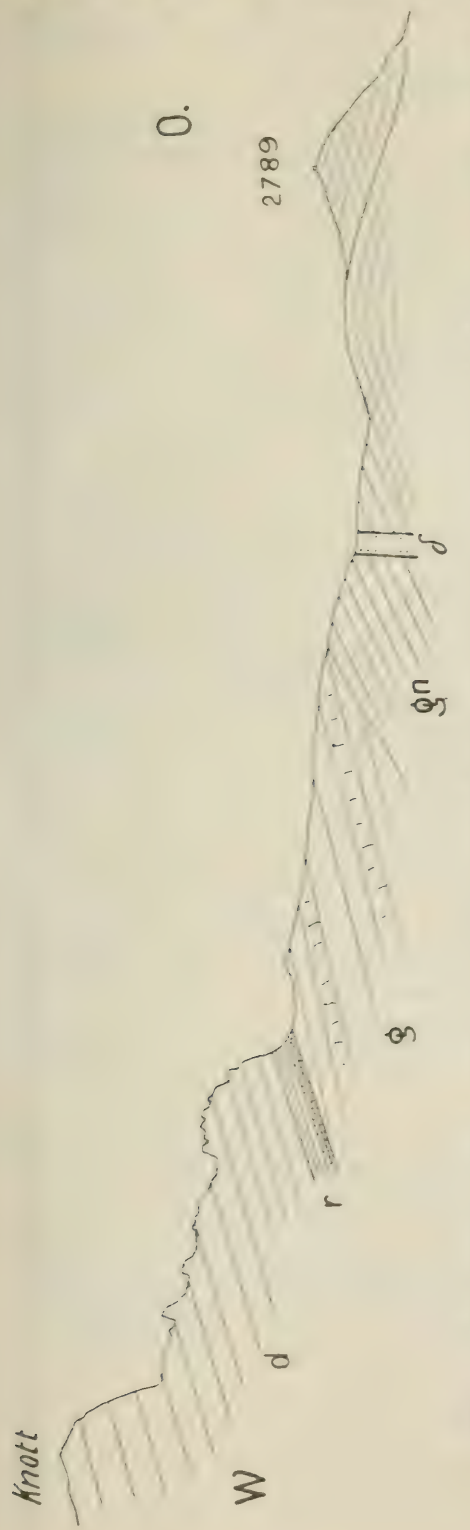


Fig. 77. gn Augengneiss, g kryst. Schiefer, r unterste Trias (Rauhwacke), d Triasdolomit, δ Hornblendeporphyrgang.

Gümbel (1891), der sich allerdings nur mit dem ganz dicht am Ortler-Dolomit anstehenden Schiefergebirge beschäftigt hat, gibt eine etwas andere Gliederung (S. 115): zu oberst Flaserquarzitschiefer als Stellvertreter des Verrucano- und der Werfener Schichten; darunter krystallinischer Schiefer: graue und grüne Phyllite, serizitische Quarzitschiefer und quarzige Augengneisse. Er nimmt also Staches Einteilung an, nur erklärt er die untere Gruppe nicht für palaezoisch und nennt sie auch nicht Quarzphyllitzone. Ueber die Ortlerit- und Suldenit-Lager spricht er sich nicht aus, erwähnt aber am Marltberg Gänge solcher in diesen Schiefern, wo Stache deren Fehlen ausdrücklich konstatirt hatte. Die obere Gruppe des Flaserquarzites hat nach den von Gümbel

gegebenen Spezialbeschreibungen nur eine sehr geringe Mächtigkeit und steht durch Wechsellagerung bereits mit den Kalken der untersten Triasschichten in Verbindung. Danach würde es nicht angehen, sie mit dem permischen Verrucano oder Sernifit zu vergleichen.

Echten Sernifit kenne ich aus dem Ortlergebiet überhaupt nicht. Die halb und ganz krystallinischen Schiefer in der Unterlage des Ortler-Dolomites lassen nur schwer eine petrographische Gliederung zu und wenn sehr eingehende Aufnahmen dies wohl auch zuwege bringen könnten, so steht doch fest, dass es bisher noch nicht geschehen ist. Noch schwieriger ist es natürlich, die Altersbeziehungen der verschiedenen Gesteinsarten festzustellen, da nirgends scharfe Grenzen oder deutliche Diskordanzen wahrzunehmen sind, worauf auch STACHE wiederholt hingewiesen hat. Richtig erscheint es auch mir, eine Gruppe von Gneissen, die mit glimmerschieferartigen Gesteinen vergesellschaftet sind, sich ausserdem durch die Entwickelung besonders grosser Feldspataugen auszeichnen, abzutrennen von jenen mehr grauwackenartigen Gneissen und Glimmerschiefern, zwischen denen quarzitische und phyllitische Schiefer oft eine hervorragende Rolle spielen und in dieser eine jüngere Formation zu sehen. Die Einlagerungen von Marmor scheinen nur in dieser vorzukommen. Die im Laasertal und weiter ostwärts so mächtig entwickelten Marmore und Kalkglimmerschiefer wurden von STACHE als eine besondere Facies aufgefasst, aber er gab keine Stellen an, aus denen dies erschlossen werden kann. Ich bin eher geneigt, sie für eine noch jüngere Bildung anzusehen, wenn schon sie unzweifelhaft älter als die Triaskalke und Dolomite des Ortler sind. Petrographisch ähneln sie den Brenner Schiefern ungemein und wie diese müssen sie jedenfalls als palaeozoisch gelten.

Den Martell-Granit kann ich nicht wie STACHE als eine Lagermasse seiner Gneissphyllitgruppe auffassen. Das ist ein jüngerer Granit, der in die krystallinischen Schiefer stockförmig eingedrungen ist und zahlreiche Apophysen gangförmig bis in die jüngeren marmorführenden Schiefer entsandt hat, wie dies besonders deutlich im Schludertal und an der Schluderspitze zu sehen ist. Ganz ähnliche Anschauungen hat neuerdings Hammer vertreten.

Suldenit und Ortlerit sind Eruptivgesteine aus der Gruppe der Hornblendeporphyrite. Stache hat sie als Lager im Quarzphyllit von der Schulter unterhalb des Hinteren-Grat

Tafel IV.

Drei Profile durch die liegende Triasfalte des westlichen Ortler Massives und die nördlich daran anstossende rhätische Schubmasse. 1:50000

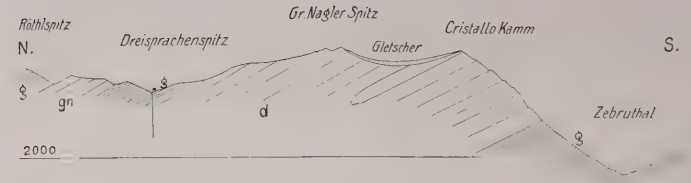


Fig. 71.

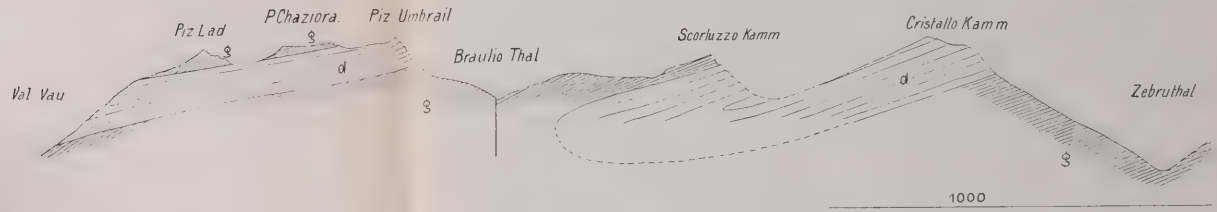


Fig. 72.

g krystalliner Schiefer (gn Gneiss), d Triasdolomit, k Koessener Kalk

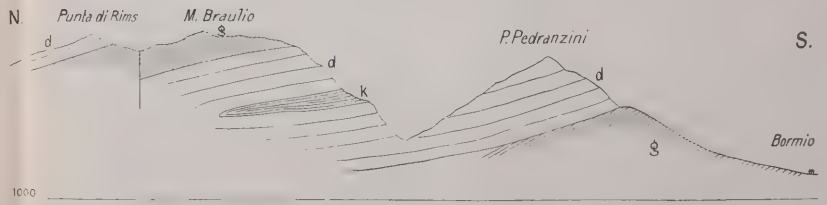


Fig. 73.

zwischen dem Sulden- und Endderwelt-Ferner beschrieben und sie deshalb für palaeozoisch erklärt. Anstehend konnte ich dort nur Gänge entdecken, die die ungefähr mit 45° nach W einfallenden Schiefer und eine Lage von Augengneiss in vertikaler Richtung durchsetzen. Der stärkste Gang misst 2 m in der Breite und zieht sich von Süd nach Nord über den Bergrücken. Dicht daneben ist ein zweiter aber bedeutend schmälerer Gang. Es unterliegt also keinem Zweifel, dass diese Gänge jünger als das Nebengestein sind und keinen gleichzeitigen Erguss darstellen. Stache hatte nirgends diese Gänge in den jüngeren Ortler-Dolomit heraufgehen sehen und war deshalb geneigt, sie für palaeozoisch zu halten. Merkwürdiger Weise entging ihm die Tatsache, dass auf dem steilen Nordgehänge der Königsspitze inmitten des triasischen Dolomites Ortlerit und Diorit mit prachtvollen Kontaktmetamorphosen aufsitzen. Die Stellen sind von weither sichtbar in einer Meereshöhe von 3100 und 3200 m. Sie fallen durch ihre gelben und roten Farben auf, die sich von dem Grau der Dolomitwände deutlich abheben. Gesteine mit denselben Farben sieht man aber auch auf dem Suldengletscher liegen — als Beweis, dass abgebrochene Stücke von der nur sehr schwer ersteigbaren Wand in grosser Menge herunterfallen. Während es sehr mühsam und gefährlich ist, die Stelle des Anstehenden zu erreichen — der Anstieg auf die Königsspitze von dieser Seite ist nur wenige Male bis jetzt gemacht worden — ist nichts leichter als etwas oberhalb der Schaubachhütte den Suldengletscher zu queren und bis zu dem Platze zu kommen, wohin die Steine von oben herunterfallen. Da liegen denn in Menge Ortleritbrocken, oft noch ganz frisch, herum, aber mit ihnen auch schöner Diorit, in blendend weissen Marmor umgewandelter Dolomit, grüne Massen von Chlorit, Epidot, Granat und Calcit, oder Dolomit durchzogen von Epidot- und Chloritschnüren. Hier haben wir also einen unbestreitbaren Beweis dafür, dass die Palaeo-Andesite Staches nicht palaeozoisch sind, sondern dass sie ebenso wie der tonalitartige Diorit jünger als der Ortler-Dolomit sein müssen, was für den Adamello ja ohnehin schon längst bekannt ist. Uebrigens hat auch STACHE schon (1877 S. 192) vereinzelte Blöcke im Hinteren Suldengebiet gefunden, die er als der Tonalitreihe nahestehend bezeichnete und woraus er die Vermutung schöpfte, dass sich eine nähere Beziehung dieser zu dem Ortlerit und Suldenit noch werde konstatiren lassen. Dass aber Diorit nicht nur im

Schiefer, sondern auch im Trias-Dolomit in Val Zebru und insbesondere auch auf dem Königsjoch vorkommt, in Verbindung mit Suldenit und prachtvollen Kontakterscheinungen (Olivin, Spinell, Diopsid, Vesuvian und Granat) hat Hammer 1902 bekannt gegeben, kurz nachdem ich die gleichen Gesteine auf der Nordseite der Königsspitze gefunden hatte.

Es ergibt sich daraus, dass jener Dioritstock des Königsjoches durch das ganze Massiv der Königsspitze Apophysen entsendet, die infolge dessen auf dem Nordgehänge dieses Berges zum Vorschein kommen. Es ist für jetzt diese Festlegung von grosser Bedeutung geworden, denn es wird dadurch eine tektonische Vermutung, wonach die ganze Triasmasse des Ortlers nicht an ihrem ursprünglichen Platze läge, sondern von Süden her über das Schiefergebirge herüber geschoben worden wäre, vollständig widerlegt, weil jene Eruptivgänge aus den Schiefern in die Trias eingedrungen sind und doch wohl niemand annehmen möchte, dass dieses Eindringen erst nach der Ueberschiebung stattgefunden habe.

Nach Abschluss dieses Kapitels sehe ich, dass auch Frech sich mit dem Ortler im Sommer 1902 einige Wochen beschäftigt und darüber in den wissenschaftlichen Beiheften des D. u. Oe. A. (über den Gebirgsbau der Tiroler Zentral-Alpen) 1905 berichtet hat. Dass die Trias des Ortlers nicht so einfach muldenförmig gelagert ist, wie es bis dahin meist angenommen wurde, hat er richtig erkannt, er betont ausdrücklich die „weitgehende Verfaltung, Zerquetschung und Zusammenschiebung der Kalke“ und gibt im einzelnen eine Reihe geolog. Abbildungen, die dies beweisen. Da auch er keine bestimmbaren Versteinerungen gefunden hat, so haben seine Gliederung der Trias in rhätischen Pyritschiefer und Hauptdolomit (= Ortlerkalk), sowie alle daraus weiter gezogenen Schlüsse und Vergleiche mit anderen Triasgebieten, so sicher sie auch vorgetragen werden, für uns doch nur einen problematischen Wert.

Die an der Basis der Trias liegende Rauhwacke mit Schiefereinschlüssen, die er bei der Schaubachhütte kennen gelernt hat, nennt er kurzweg „tektonische Rauhwacke“ und sagt S. 75: „Diese schmale Synkline der Schaubachhütte streicht parallel zu dem Kamm Hochjoch - Zebru-Kreilspitz; die verhältnismässige Mächtigkeit der auf tektonischem Wege gebildeten Rauhwacken deutet auf gewaltige Kraft des bis zur vollkommenen Gesteinszertrümmerung gesteigerten Gebirgsdruckes hin. Die Rauhwacke ist das

Produkt der Wiederverkittung auf chemischem Wege; bildet doch der Phyllit — das angrenzende Gestein — stellenweise ein Viertel bis ein Drittel der regenerirten Reibungsbreccie (Mylonit)." Ich habe diese Stelle schon Seite 160 erwähnt und füge noch hinzu, was ich damals in mein Notizbuch geschrieben habe: „Jenseits des vom Madritzjoch her kommenden Baches liegen über den quarzitischen Phylliten blau gestreifte Dolomite mit südlichem Einfallen und dann mächtige Rauhwacke, gelb, mit Schiefer-Einschlüssen." Während ich sonst gewöhnlich die Rauhwacken direkt auf dem Schiefer angetroffen habe, war ich erstaunt, dass hier noch normaler Ortlerdolomit darunter liegt. Die Stelle war sehr gut aufgeschlossen und lässt keine Zweifel darüber bestehen, dass eine tektonische Entstehung hier ausgeschlossen ist.

Die Auflagerung der krystallinen Schiefer des Scorluzzo auf dem Ortlerdolomit hat Frech am Stilfserjoch gesehen, er schliesst daraus auf eine südsüdöstliche Ueberschiebung, aber er lässt dieselbe „wenig weiter im Osten in einen fast genau senkrecht stehenden Bruch" sich verwandeln. Er hat hier die grosse Stilfserjochverwerfung richtig erkannt, aber sie mit der Ueberfaltung zusammengeworfen.

3. Die südliche Randspalte vom Suldental bis Meran.

Von Livigno bis ins Suldental war es leicht, jene grosse Spalte zu verfolgen, durch welche der Braulio und das Ortler-Massiv von dem Piz Umbrail und der Dreisprachenspitze getrennt werden. Welchen Weg nimmt diese Spalte weiter nach Osten, das ist die Frage, die uns jetzt zu beschäftigen hat und vor deren Beantwortung ich mich vor 3 Jahren gestellt sah, nachdem ich damals vom Engadin her auf jener Störungslinie bis zum Suldental vorgedrungen war. Bis dahin boten die leicht erkennbaren Horizonte der Trias und der Juraformation vorzügliche Wegweiser, aber im Osten des Suldentales fehlen sie. Ein weites Gebiet von Schiefern aller Art, deren stratigraphische Einreihung noch nicht gelungen ist, und eine Gegend, von der noch keine geologische Karte existirt, dehnte sich weithin vor mir aus. Alles war dunkel und nur das eine stand klar vor meinen Augen, dass eine so bedeutende Verwerfungsspalte nicht plötzlich am Suldental ihr Ende haben kann. Und indem ich die vorhandenen Uebersichtskarten darauf ansah und auch in der Literatur nachforschte, ob nicht irgendwo ein Hinweis zu finden sei,

der in dies Dunkel Licht bringen könnte, wurde es mir sehr bald klar, dass eigentlich nur eine Fortsetzung Wahrscheinlichkeit habe, welche die Livigno-Trafoi-Spalte mit der längst bekannten Geiltallinie in Verbindung zu bringen im Stande ist. Diese Linie allein entspricht in der Grösse ihrer tektonischen Bewegung der Livigno-Trafoilinie. Sie ist durch die vereinte Arbeit österreichischer Geologen und insbesondere durch E. Suess von der Ostgrenze der Alpen an, beim Bacher Gebirg beginnend, durchs Geiltal und Rienztal, am Rande des Brixner- und Iffinger-Granitstockes hin bis Meran nachgewiesen worden. Dort allerdings springt sie aus ihrer longitudinalen in eine ganz andere Richtung über, indem sie in die Iudicarienlinie übergeht, aber die Möglichkeit war doch gegeben, dass dies nur einem Zusammentreffen zweier verschiedener Störungslinien zuzuschreiben sei und dass jene noch weiter nach Westen in ähnlich longitudinaler Richtung fortstreichend in der Trafoi-Liviglinie ihre Fortsetzung habe. Es galt also nach diesem mir noch fehlenden Zwischenstück zwischen Suldental und Meran zu forschen.

Wenn man das Westende der Gailtaler Verwerfung vom Naiferjoch auf der Südseite des Iffinger das Naiftal herunter streichen sieht, dann liegt die Versuchung sehr nahe anzunehmen, dass sie in dieser Richtung über Meran ins Tal des Vintschgaues sich fortsetzt. Das nördliche und südliche Gehänge dieser breiten Talfurche zeigen so wenig gemeinsames, dass der Gedanke einer Gebirgs-Diskontinuität sich schon längst auch anderen Geologen aufgedrängt hat. Aber so bequem auch diese Auskunft ist, so hat sie doch auch wieder das Unangenehme, dass ein positiver Beweis dafür sich nicht erbringen lässt, da die mächtigen Alluvionen jede Spur dieser Verwerfung verhüllen müssen. Ausserdem kommt hinzu, dass, wenn wir auch auf diese Weise leicht über Naturns und Laas bis Prad am Ausgange des Trafoiertales gelangen, wir dann doch noch über 6 km zu weit nördlich sind, um direkten Anschluss an die Livigno-Trafoier-Linie zu finden. Es fehlt uns das Verbindungsstück Ausser-Sulden-Prad. Um dessen Vorhandensein oder Fehlen nachzuweisen, wäre eine genaue Kartirung des ganzen Gebirgstockes zwischen Suldental und Laasertal erforderlich, die aber wegen der schon erwähnten Schwierigkeiten sehr viel Zeit beanspruchen würde. Da mir jedoch der Herbst 1902 keinenfalls so viel Zeit mehr übrig liess und da ausserdem auch die Möglichkeit existirte, dass das ge-

suchte Verbindungsstück gar nicht da durchlaufe, sondern in dem vom Martell- und Ultental durchschnittenen Schiefergebirge liege, so benutzte ich die mir vom Wetter noch gestatteten 10 Tage zu einer Orientirungstour durch dieses Gebirge, um zu sehen, ob nicht an einzelnen Stellen sich die Spuren grösserer Längsbrüche nachweisen liessen. Bei Meran beginnend fand ich, dass drei bedeutende Verwerfungsspalten ins Ultengebirge hineinziehen. Die eine steigt bei Ober-Lana aus dem Etschtal auf und zieht sich über Vollan und Platzer nach dem Gampenjoch. Die andere beginnt bei Schloss Lebenberg, läuft über den Aichberg nach St. Pankraz und von da ins Marauntal. Diese beiden gehören zur Iudicarienlinie und haben eine ausgesprochene südliche Richtung. Die dritte hingegen zieht nach NW. Ihre ersten aber sehr deutlichen Spuren fand ich auf dem Marlingerjoch. Die eigentliche Ultenkette wird durch sie der Länge nach in zwei Teile zerlegt. Wenn überhaupt, so kann von den dreien nur sie als das gesuchte Zwischenstück angesprochen werden. Bis zum Grün-See am Ursprung des Ultentales traf ich Andeutungen dieser Störungslinie, sie führte also keinenfalls auf geraden Wegen nach Ausser-Sulden, aber wir wissen ja, dass häufig rein longitudinale tektonische Elemente durch spätere Querverwerfungen auseinandergerissen worden sind. Andeutungen einer grossen von SO nach NW gerichteten Verwerfung hatte ich im Hintergrund des Laasertales gesehen (Fig. 78) und so rechnete ich mit der Möglichkeit, dass dieselbe über das Rosimtal und Weissbrunnerjoch fortsetzend die Marlinger-Spalte am Grün-See schneide und verworfen habe mit Vorschub auf der Westseite gegen Norden bis zu den Tschingelser Hochwänden, auf deren nördlichen Gehängen die Livigno - Trafoi-Spalte zu suchen wäre. Die Entscheidung für diese Auffassung hätte durch eine Begehung des Weissbrunnerjoches gesucht werden müssen, wozu aber die Zeit im Jahre 1902 nicht mehr ausreichte.

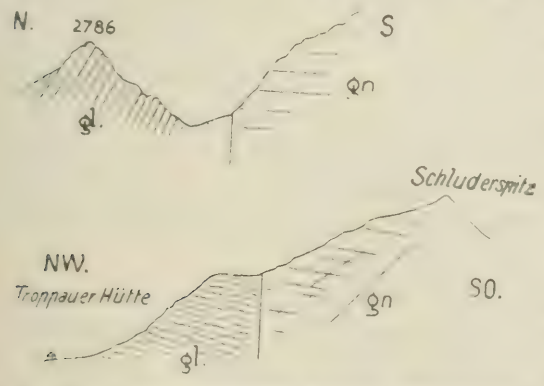


Fig. 78. Verwerfung zu beiden Seiten des Laasertales.
gn Augengneiss, gl verschiedenartige Glimmerschiefer. 1 : 75 000.
Das obere Profil liegt im Westen des unteren, sollte deshalb zu unterst stehen.

Schon damals erfuhr ich, dass Dr. Hammer mit der Anfertigung einer Spezialkarte von der k. k. geol. Reichsanstalt beauftragt war und im Sommer 1903 habe ich auch in Wien Gelegenheit gehabt mit diesen Geologen der R.-A. über seine tektonischen Ergebnisse zu sprechen. Schon aus seiner Veröffentlichung von 1902 ersah ich, dass wir hier sehr sorgfältige Aufnahmen auch nach der tektonischen Seite hin zu erwarten hätten und so war es mir sehr angenehm, die Aufhellung dieses Gebirgsteiles auch mit Bezug auf das mir fehlende Zwischenstück der Verwerfungsspalte ihm überlassen zu können. Die wenigen Streifzüge, die ich in dieses Gebiet z. T. in Begleitung Dr. Broilis unternommen hatte, haben mich darüber belehrt, dass wir eigentlich bisher keine irgendwie genügende Vorstellung über den dortigen Gebirgsbau haben konnten und dass dort noch viele überraschende Entdeckungen zu machen sind. So fand ich z. B. im oberen Teil des Schludertales nahe der Schluderscharte einige Granitgänge durch krystalline Schiefer und Marmorlager setzend mit prachtvollen Kontakterscheinungen und teilweise erwies sich der Granit erfüllt von grossen grünlichen Beryllkrystallen, von denen in der Literatur bisher nichts bekannt zu sein scheint. (Die Bestimmung dieser Mineralien verdanke ich Prof. Weinschenk und Dr. Grünling.

Inzwischen hat Hammer seine Aufnahmen der nördlichen Ultentalkette soweit fortgesetzt, dass er kürzlich darüber eine Mitteilung im Jahrb. d. R.-A. (1904) machen konnte. Aus seinen Profilen geht hervor, dass sich die Marlinger-Verwerfung wirklich in südwestlicher Richtung fortsetzt bis zum Grün-See, dass sie sich aber von dort noch weiter bis in die Eggenspitzen verfolgen lässt. Damit ist es aber sehr wahrscheinlich geworden, dass sie mit der Livigno-Trafoi-Verwerfung nicht zusammenhängt, da sie sich von dieser immer weiter entfernt.

Es scheint somit nur noch die zuerst besprochene Möglichkeit übrig zu bleiben, dass das Zwischenstück zwischen Suldental und Meran wirklich unter dem Talboden des Vintschgaues verborgen liegt, ungefähr wie ich es auf der tektonischen Uebersichtskarte mit gestrichelter Linie angedeutet habe.

4. Die südliche Randspalte von Meran bis zu den Karawanken.

Meine eignen Untersuchungen des grossen Spaltenzuges, der in der alpinen Literatur eine so hervorragende Rolle

spielt, sind ganz untergeordnet. Nur bei Mühltal habe ich ihn vor 12 Jahren untersucht und 1894 in meinem Querprofil durch die Ostalpen beschrieben. Die Strecke von da bis Meran übernehme ich ausschliesslich von den Tellerschen Aufnahmen. Gegen Osten folgt die Hauptspalte dem breiten Pustertal, dessen Alluvionen ähnlich wie ich das für den Vintschgau annehme, sie ganz verdeckt. Deutlich tritt sie erst wieder hervor bei ihrem Eintritt in das Gailtal, wo die von Geyer aufgenommenen Karten der Reichsanstalt sie vorzüglich zur Darstellung bringen. Allerdings wird es hier auch klar, dass es sich nicht nur um eine, sondern um eine Anzahl von Längsbrüchen handelt, die in wechselnden Abständen von West nach Ost verlaufen und von denen die nördlichste der Drautal-, die südlichste vielleicht der Savebruch ist. Ich habe auf der anlässlich des internationalen Geol. Kongresses in Wien von Geyer geführten Exkursion diese Brüche und überhaupt die so ungemein verwickelte und eigenartige Struktur der Karnischen Alpen kennen und die geol. Karten Geyers schätzen gelernt. Dabei verfolgte ich den besonderen Zweck zu sehen, ob diese grossen Längsspalten nicht vielleicht irgendwo so aufgeschlossen wären, dass man sie in frischem Zustand anträfe. Ich habe aber nur eine Stelle im Bombaschgraben bei Pontafel gefunden.

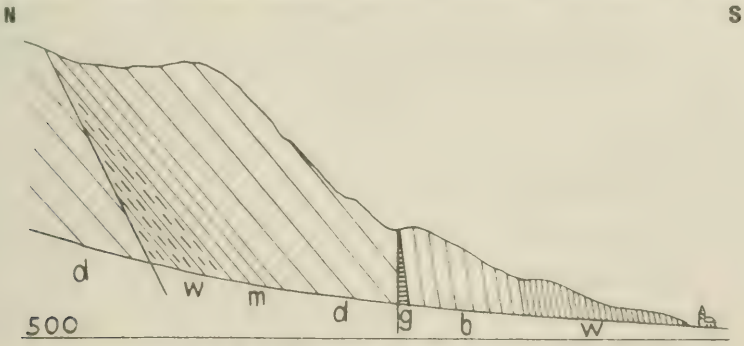


Fig. 79. Unterer Bombaschgraben.
g Gipslager, b Bellerophonschichten, w Werfener Sch., m Muschelkalk, d Schlerndolomit. 1:38 000.

Quer über diese tief eingeschnittene Schlucht setzt der Savebruch hinweg, der die Karnischen Alpen gegen Süden von den Julischen und Venetianer Alpen trennt. Im Süden dieser Spalte sieht man hinter den letzten Häusern Pontafels steil nach Süden einfallende, rote und grüne, glimmerreiche Mergel anstehen mit Einlagerungen von grauen Mergelkalken, welche undeutliche Muschelabdrücke bergen. Es sind das unzweifelhafte Werfener Schichten, die ganz normal nach den Einzeichnungen der Geyer'schen Karte

auf dem jenseitigen Gehänge des Tales der Pontebbana von Muschelkalk in dolomitischer Ausbildung überlagert werden. In der Schlucht aufwärts gehend, sieht man im Liegenden dieser Werfener Schichten grauschwarze harte Kalkbänke und dann gelbe und rote Mergel mit Trümmerstruktur anstehen. Versteinerungen konnte ich nicht darin finden, so dass es mir ungewiss blieb, ob dieselben noch zu den Werfener Schichten oder schon zu den nun folgenden „Stinkkalken" zu rechnen seien. Letztere haben vollkommen das Aussehen der Bellerophon-Stinkkalke und wechsellagern mit mächtig entwickelten Bänken von Dolomit und Rauhwacke. Geyer hat diesen Zug weit nach Westen bis Comiglians verfolgt und dem Perm zugerechnet, was mir, obwohl ich Versteinerungen nicht darin gefunden habe, doch ganz gerechtfertigt erscheint. Der ununterbrochene Aufschluss aller dieser Schichten liegt auf der linken Seite der Schlucht, während auf der anderen Seite anfangs die Aufschlüsse an kurzen Unterbrechungen leiden. Von nun ab muss man aber gerade auf diese rechte Seite herübergehen und da sieht man im Liegenden der Rauhwacken ein kleines von grünen und roten Tonen begleitetes Gipslager auftauchen, das auf der gegenüber liegenden Talseite ganz verschüttet ist. Nun kommt eine steile Verwerfungsspalte und hinter derselben ein fester weisser Dolomit, den Geyer als Schlerndolomit bezeichnet, obwohl sich derselbe von dem eigentlichen Schlerndolomit durch das Vorhandensein einer deutlichen horizontalen Bankung unterscheidet. Er nimmt aber hier das Niveau des Schlerndolomites ein und weiter oben sieht man Muschelkalk und dann Werfener Schichten wirklich konkordant unter ihm liegen. Diese Verwerfungsspalte ist von hier aus 35 km weit nach Westen bis Comiglians und etwa 70 km nach Osten über Tarwis bis in die breite Niederung von Krainburg nachgewiesen worden.

Hier nun im Bombaschgraben hat der Bach hinter einem grossen Felsblock sich in das rechte Talgehänge eingefressen und zwar gerade da, wo die weichen Gipstone an demselben ausstreichen. Der Dolomit widersteht dieser Erosion besser und so wird der Ton von der Verwerfungsfläche des Dolomites abgewaschen und diese zeigt sich auf eine kurze Strecke wohlerhalten und frisch. Sie ist ganz eben, saiger, streicht N 70° W und ist von Schrammen bedeckt, die unter einander parallel sich von Ost nach Westen nur unter einem Winkel von 10° aus der Horizon-

talen erheben. Sie erfüllen also genau die Ansprüche, welche man stellen muss, wenn die rhätische Schubmasse sich keilförmig von Ost nach West bewegt und in ihrer Bewegung von einer Randspalte geleitet wurde.

Von hier aus ging ich nach Neumarktl in den Karawanken, wo Teller uns das herrliche Profil im Feistritztal erläuterte. Tektonisch betrachtet ist dasselbe die nördliche Fortsetzung des Bombasch-Profiles, denn es liegt im Norden des Savebruches. Wie dort zeigen die Triasschichten südliches Einfallen. Es sind von unten nach oben Werfener Schichten, wohlgebankte graue Kalke, meist mergelig und mit bunten Schiefern wechsellagernd, zu oberst mit Naticella costata und Bänken von „holopellen Oolith", 2. Rauhwacken und gebankter Dolomit, 3. dunkle plattige Kalke und Kalkschiefer, 4. schiefrige, graue bis violette Mergel, sandige Gesteine mit Hieroglyphen und stellenweise auch Konglomerate, die in ihren oberen Teilen stellenweises Lager von Porphyr und Porphyrtuff einschliessen, 5. heller „Diploporen-Dolomit". 3 und 4 sind eng mit einander verknüpft. 2—4 stellt Teller zum Muschelkalk. Der Diploporen-Dolomit würde danach die obere Trias vertreten. Wir haben hier somit eine Facies, die zwar derjenigen der julischen Alpen sehr ähnlich ist, aber doch auch ihre Besonderheiten hat.

Unter den Werfener Schichten liegt konkordant ein mächtiges System von hellen gutgebankten Dolomiten, die auf roten Schiefern und Sandsteinen ruhen. In ihnen sieht Teller Vertreter des Bellerophonkalkes und Grödener Sandsteines, also des Perms. Auf meinem Profil sind sie mit p und b bezeichnet, während w die Werfener und m und s (= 2—4) den Muschelkalk im Sinne Tellers, d den Diploporendolomit darstellt.

An ihrer Basis gehen die Grödener Sandsteine in ein Quarz- und Kalkkonglomerat über, das auf einer bunten konglomeratartigen Breccie (der Uggowitzer Breccie Staches) liegt, in der mehr oder weniger abgerollte Fusulinen- (bezw. Schwagerinen)-kalke angetroffen werden.

Alle bisher genannten Sedimente fallen gegen Süden ein bis zur Teufelsschlucht, wo sich das breite Tal in eine enge Felsschlucht verengt, die in steil aufgerichtete dunkle Karbonkalke eingeschnitten ist. Die Regelmässigkeit in der Lagerung der triasischen und oberpermischen Schichten ist nur einmal schon vor der Teufelsschlucht dadurch unterbrochen, dass ganz unvermittelt ein schmaler Keil von

ziemlich flach gelagerten pflanzenführenden oberkarbonischen Sandsteinen im Gebiet der Grödner Sandsteine auftragt. Dieselben Gesteine in mehr schiefriger Ausbildung wiederholen sich dann nochmals (c in Figur 80) vor dem Eintritt in die Teufelsschlucht und legen sich als ein hoher aber schmaler Keil zwischen die Uggowitzer Breccie und die karbonischen Fusulinenkalke. Vertikale Längsbrüche trennen diese einzelnen Horizonte und keilförmigen Schollen, aber auch die Fusulinenkalke selbst werden von solchen in grösserer Anzahl durchsetzt. Diese Kalke, die unterpermischen Trogkofelkalke und die karbonischen konglomeratführenden Schichten wechseln weiter talauf in der verworrendsten Weise, enden dann aber bei Dolinar, wie sie bogonnen haben, wieder mit einem grossen Längsbruch, hinter dem von neuem sich die südfallenden Triasschichten einstellen, wie das in dem von Teller 1903 in seinem Exkursionsführer gezeichneten Profile dargestellt ist. Der Bau dieser etwa $1^1/_2$ km breiten karbonischen Aufbruchszone ist aber so verwickelt, dass ich auf seine Darstellung in meinem Profile verzichtet habe, das überhaupt nur den Zweck hat, diejenigen Längsspalten im Karbonkalk in ihrem tektonischen Zusammenhang zu zeigen, auf denen es mir geglückt ist, die

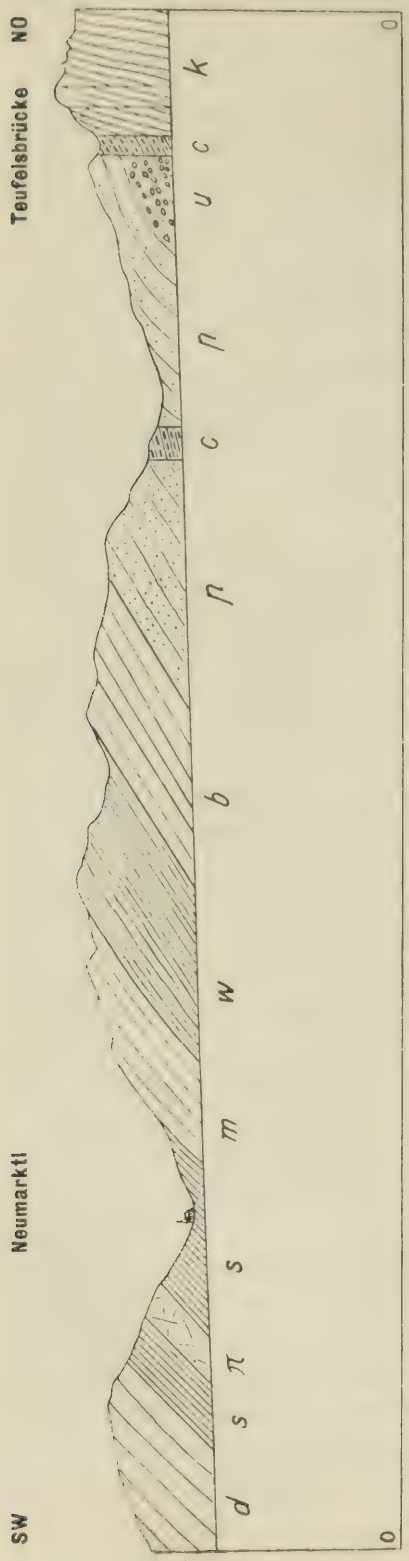


Fig. 80. k Karbon-Kalk, c -Schiefer, u Ugowitzer Breccie, p Grödener Sandstein, b Bellerophonkalk, w Werfener Schichten, m u. s Muschelkalk, π Porphyr, d Diploporen-Dolomit. 1 : 20 000.

Rutschstreifen genau zu beobachten. Die neue Fahrstrasse führt durch Tunnels auf der linken Flusseite durch die Teufelsschlucht. Auf der rechten also westlichen Seite liegt der alte aufgelassene Weg, zu dem man auf Umwegen gelangen kann. Die südlichste der Spalten liegt nahe dem abgebrochenen unteren Ende dieses Weges. Sie streicht N 80° O und ist saiger. Soweit sie in der Felsnische sichtbar wird, ist sie von vollkommen horizontalen Rutschstreifen bedeckt. Die andere weiter oberhalb fällt ganz steil nach Norden und streicht N 75° W, die Rutschstreifen senken sich unter einem Winkel von 25° nach Westen. Auch an anderen Längsspalten konnte ich annähernd horizontale Streifen erkennen, aber in Höhen, an die nicht heranzukommen war, so dass ich keine Messungen mit dem Lot ausführen konnte. Vertikale Schrammen hingegen waren nirgends zu beobachten.

Ich schliesse daraus, dass selbst wenn diese Längsbrüche ursprünglich aus vertikalen Hebungen oder Senkungen hervorgegangen sein sollten, auf ihnen zuletzt doch annähernd horizontale Verschiebungen von beträchtlichem Ausmasse stattgefunden haben müssen und ich halte es für sehr wahrscheinlich, dass ähnliche Beobachtungen noch an vielen anderen Stellen zu machen sind, wenn erst die so häufigen Längsbrüche der Karawanken und Karnischen Alpen systematisch darauf untersucht werden.

5. Das Alter der südlichen Randspalten.

Aehnlich wie im Norden läuft also auch im Süden ein System von longitudinalen Bruchspalten von Ost nach West und wird durch den unregelmässig gewundenen in der Hauptsache aber von Süd nach Nord verlaufenden Stirnrand der Schubmasse mit den nördlichen Randspalten zu einem einheitlichen Spaltensystem verbunden, auf dem der grossartige Gebirgsschub in einheitlicher Weise von Ost nach West vor sich gehen konnte. Der Zeitpunkt dieser Bewegung lässt sich nur dann genau bestimmen, wenn die Sedimentbildung durch dieselbe unmittelbar unterbrochen worden ist und nachher alsbald wieder eingesetzt hat. Da wir nun schon wissen, dass die Ueberschiebung unter allen Umständen jünger wie Eocän ist, so brauchen wir nur Ausschau zu halten, ob die Randspalte irgendwo in ein Gebiet eintritt, wo noch jüngere tertiäre Ablagerungen vorkommen und ob die Spalte daselbst vielleicht so

unter diese untertaucht, dass man daraus erkennen kann, ob sie älter oder jünger wie diese ist.

Nun ist längst bekannt, dass die Gailtalspalten gegen Osten wirklich in ein Gebiet weit ausgedehnter tertiärer Ablagerungen eintreten und somit erscheint es wahrscheinlich, dass wir dort den Schlüssel für die Altersbestimmung zu suchen haben. Die nachfolgende Betrachtung stützt sich hauptsächlich auf die von der R.-A. veröffentlichten geologischen Spezialkarten (1 : 75000) und die von Teller, der diese Gegend eingehend studirt hat dazu gegebenen Erläuterungen. Besonders auf den Blättern Eisenkappel und Kanker breiten sich die unteren miocänen Tuffsedimente des Smrekutz wie eine geschlossene jüngere Decke über alle älteren Gesteine und ohne Rücksicht auf deren vielfältige tektonische Störungslinien aus. Wir können also wohl sagen, dass letztere und mit ihnen auch jene Randspalten unter der miocänen Decke verschwinden, dass letztere sich erst darüber ausgebreitet haben kann, als die Verschiebungen, welche auf jenen Linien stattgefunden hatten, zur Ruhe gekommen waren. Teller hat es ausserdem aber sehr wahrscheinlich gemacht, dass die dortigen oberoligocänen marinen und ebenso auch die pflanzenreichen Sotzka-Schichten konkordant unter diesem Untermiocän liegen, und so müssen wir danach wohl annehmen, dass die rhätischen Ueberschiebungsbewegungen vor Ablagerung des Oberoligocäns schon zum Stillstand gekommen waren. Auch von den untermiocänen Ablagerungen, die bei Neumarktl an den obertriasischen Dolomit angrenzen und die weite Niederung von Krainburg ausfüllen, hat Teller hervorgehoben, dass sie an der Trias wie an einem alten Gebirgssteilrand angelagert erscheinen. Die rhätischen Schübe müssten also auch da älter wie untermiocän sein.

Ganz anders verhalten sich die mitteloligocänen Schichten von Oberburg. Sie bilden keine zusammenhängende Decke, treten nur in einzelnen Partien auf, deren Höhenlagen erhebliche Verschiedenheiten zeigen. In ihrer Verbreitung sind sie ganz unabhängig von der miocänen Decke. Es müssen also nicht unerhebliche Gebirgsbewegungen zwischen der Ablagerung des Mittel- und Oberoligocäns stattgefunden haben und so erscheint es mindestens als sehr wahrscheinlich, dass in diese Zeit die rhätische Ueberschiebung zu versetzen ist. Mit dieser war aber nicht nur eine horizontale Verschiebung der alten Meeresböden, sondern auch eine wenn auch mässigere vertikale Hebung verknüpft. Wir

dürfen also erwarten, dass jene mitteloligocänen Schichten, wenn sie wirklich älter als der rhätische Schub sind, durch diesen stellenweise in bedeutende Höhen versetzt wurden Hierin finde ich zugleich die Erklärung für das merkwürdige Konglomerat, das gerade auf der Höhe des Loiblpasses in den Karawanken (1370 m) ansteht und diskordant auf dem triasischen Muschelkalk liegt. Es enthält neben Kalk- und Mergelgeröllen auch solche von schwarzem Kieselschiefer und grünem Felsitporphyr. Teller hat festgestellt, dass gewisse als eine marine Ablagerung nicht immer erkennbare Konglomerate teils im Untergrund, teils als Randfacies der Oberburger Schichten (Konglomerat von Okonina) vorkommen. Möglicherweise gehört auch das Loibl-Konglomerat dazu, jedenfalls aber müssen sich die orographischen Verhältnisse in den Karawanken nach Bildung des Loibl-Konglomerates noch ganz wesentlich verändert haben.

Diener hat das Alter der grossen Bruchlinien in Bau und Bild Oesterreichs (S. 623) ebenfalls besprochen und sagt: „Doch ist die Bildung der grossen, für die Struktur des Terrains massgebenden Längsbrüche bereits der Ablagerung des marinen Oligocän und der oligocänen Binnenbildungen (Sotzkaschichten) vorausgegangen". Ob er damit sagen will, dass sie auch älter als das Oberburger Oligocän seien, ist nicht ersichtlich. Jedenfalls steht soviel fest, dass die grossartigen Andesitausbrüche dieser Gegend nicht in diese Periode grosser alpiner Bewegungen fielen, dass sie erst nach ihr erfolgten und schon vorbei waren, als die zweite grosse alpine Faltung eintrat, welche nun auch „das genannte Miocän mit Einschluss der sarmatischen Stufe" in Falten schlug.

Es hat sich somit bestätigt, was ich von anderen Erwägungen ausgehend schon früher vermutete (I. Teil S. 170), dass die grosse rhätische Ueberschiebung in der Oligocänzeit und zwar zwischen der ersten und zweiten grossen alpinen Faltung eingetreten ist und wir können jetzt den Zeitpunkt sogar noch genauer zwischen der mittel- und oberoligocänen Periode festlegen.

IV. Der Nordrand der rhätischen Ueberschiebung.

Am Schlusse des ersten Abschnittes haben wir die Nordgrenze der rhätischen Schubmasse bereits kurz besprochen. Die Art, wie die Flyschzone den eigentlichen Kalkalpen vorgelagert ist, ist bekannt genug, so dass es hier nicht notwendig erscheint, diese grosse tektonische Linie im einzelnen zu analysiren. Aber auf zwei Eigentümlichkeiten muss ich doch noch besonders die Aufmerksamkeit lenken. Die eine besteht darin, dass diese verhältnismässig schmale Zone sich erst von dem Moment ab und zwar rasch und erheblich verbreitert, da (bei Hindelang) die mehr oder weniger senkrechte Spalte, an welcher das südlich angrenzende Kalkgebirge aufgestiegen ist, sich schräg stellt und das Kalkgebirge über die Flyschzone hat herübergleiten lassen. Die andere Eigentümlichkeit ist darin zu finden, dass die Verbreitung des Flysches durchaus nicht auf diese Flyschzone allein beschränkt ist. An zahlreichen Orten der Kalkalpen findet man den Flysch über den Liasschichten oder Aptychenkalken lagernd. Der Name Flyschzone ist nur deshalb gewählt, weil in ihr der Flysch seine bedeutendste Mächtigkeit und Ausbreitung besitzt und auf die Morphologie dieses Gebirgsstreifens geradezu bestimmend gewirkt hat.

Eine wichtige tektonische Eigentümlichkeit der nördlichen Randzone der rhätischen Schubmasse, auf die ich zunächst näher eingehen will, weil sie in einem engen Zusammenhang zur Mechanik des Schubes steht, sind die grossen Randspalten, welche unter einander mehr oder weniger parallel verlaufen und sich als Längsverwerfungen vom Allgäu weg bis an den Ostrand der nördlichen Kalkalpen verfolgen lassen. Nur einige der grösseren sind auf der Uebersichtskarte der Strukturlinien 1903 von Diener eingetragen worden. Zwar die meisten der neueren Spezialkarten, welche von diesem Gebiete veröffentlicht worden sind, haben sie eingezeichnet, aber es ist gegenwärtig doch noch

nicht möglich, sie aufgrund des vorhandenen Kartenmateriales durchaus einzutragen, weil solche Karten noch für weite Strecken fehlen und ältere Karten wie z. B. diejenige von Bittner über Hornstein auf ihre Einzeichnung ins Kartenbild verzichtet haben.

Bei ihrer Besprechung will ich mich darum auf nur einige Gebirgsgruppen beschränken, die ich aus eigner Anschauung habe kennen lernen.

1. Die Längsbrüche der Vilser Alpen.

Schon 1862 hat Beyrich auf ihre tektonische Wichtigkeit aufmerksam gemacht und 1886 habe ich sie in meiner Monographie der Vilser Alpen auch kartographisch zur Darstellung zu bringen versucht. (Palaeontographica Bd. 33.)

Das Merkwürdige derselben besteht darin, dass sie die ganze Gebirgsmasse in eine Anzahl von Streifen oder Längsschollen zerlegen, welche abwechselnd einen hohen Betrag von Senkung und Hebung zeigen. Die vertikale Grösse dieser Differenzialbewegungen kann bis auf 1000 m ansteigen. Zugleich aber bilden diese Spalten häufig eine ganz scharfe Faciesgrenze für die Ablagerungen der oberen Trias, des Jura und der Kreide. Als eines der schönsten Beispiele will ich das Profil erwähnen, welches der Eldernbach bei Vils aufgeschlossen hat. Man sieht dort von einer Meereshöhe von 900 m an im Bache aufsteigend erst den Hauptdolomit anstehen, über den sich in mächtiger Entwicklung die Koessener Kalke und Mergel und sodann die unter- und mittelliasischen Fleckenmergel des Lias legen, die direkt von dem Aptychenkalk des Tithon und den Neocom-Mergeln überlagert werden. Bei einer Meereshöhe von ungefähr 1200 m hört diese geschlossene Serie plötzlich an einer jener Längsspalten auf und jenseits derselben steht wieder der Hauptdolomit an, aber die Koessener Schichten fehlen vollständig, vielmehr legen sich auf den Dolomit direkt rote und weisse Kalke der Hierlatzfacies, welche dem Lias, Dogger und oberen Jura angehören. Auf diesen folgen dann aber nicht etwa die Neocommergel, sondern unmittelbar die Gaultschichten. Diese Art des Faciswechsels ist in den Vilser Alpen ganz gewöhnlich. Die Liasfleckenmergel und der Aptychenkalk haben stets die Koessener Schichten zur Unterlage, während die Hierlatzfacies jene ausschliesst und sich direkt auf dem Hauptdolomit entwickelt. Wir stehen hier somit verschiedenen

Facies gegenüber, deren Bezirke während der langen Zeit zwischen Rhät und Kreide fast die gleichen waren und deshalb müssen wir wohl annehmen, dass sie einer gemeinsamen Ursache ihren Ursprung verdanken. Als Erklärung nahm ich in Verfolg eines schon von Beyrich geäusserten Gedankens an, dass jene Längsspalten in ihrer ersten Anlage auf das Ende der Triaszeit zurückgehen. Später haben Böse und Söhle die östliche Fortsetzung der Vilser Alpen bis zur Loisach aufgenommen und sie sind zum gleichen Ergebnis gelangt. Diese Hypothese erschien mir damals als die einzig mögliche und sie erklärte auch die Verteilung der verschiedenen Facies auf eine recht befriedigende Art. Aber eines blieb dabei doch noch immer rätselhaft. Wenn schon es einleuchten konnte, dass die grossen alpinen Längsspalten sich besonders da leicht ausbilden konnten, wo sie schon ältere Brüche vorfanden, und dass sie deshalb jene in sich aufgenommen haben, soweit sie zufällig gleiche Richtung hatten, so war es doch merkwürdig, dass zu beiden Seiten dieser Spalten keinerlei Verzahnung oder allmählicher Uebergang, sondern ein plötzlicher Faciswechsel eintrat. Schon damals kam mir der Gedanke, dass sich auch das sehr leicht erklären liesse, wenn man neben der vertikalen noch eine horizontale Verschiebung der Gebirgsschollen auf den Längsspalten annehmen dürfte. Dann wären, um bei dem Beispiele des Eldernbaches zu bleiben, die Schichten der Mergelfacies, die jetzt so unmotivirt an die Kalkfacies anstossen, nicht in ihrer heutigen Nähe zum Absatz gekommen, sondern erst durch spätere Bewegungen an diese herangeschoben worden. Wie aber hätte man im Jahre 1886 eine solche Annahme motiviren sollen? Ich habe deshalb diesen Gedanken damals gar nicht ausgesprochen und komme jetzt erst auf einem Umwege nach fast 20 Jahren auf denselben zurück, nachdem sich ganz unabhängig von solchen Erwägungen über die Faciesbildung ergeben hat, dass diese Längsverwerfungen Begleiterscheinungen von Bewegungen sind, die in der O-W-Richtung stattgefunden haben und die im ganzen ein Ausmass von mindestens 70 Kilom. hatten. Es erscheint jetzt als etwas ganz selbstverständliches, dass bei einer so grossartigen Bewegung, wenn die Widerstände grosse Unterschiede zeigten, Zerreissungen in der Schubmasse entstehen mussten, wodurch letztere der Länge nach in einzelne Schollen zerrissen wurde, so dass sie nicht mehr als ein geschlossenes Ganze gleichmässig nach West vorzurücken gezwungen war. So wurden

also die einzelnen Schollen zu Bewegungseinheiten, von denen die einen schneller, die anderen langsamer sich bewegen konnten. Neben dieser horizontalen oder schwach gegen Westen ansteigenden Bewegung, haben aber auch nicht unerhebliche Hebungen und Senkungen stattgefunden und zwar so, dass die gehobenen Schollen sich um so mehr auf die gesunkenen Schollen seitlich überlegten, je grösser das Ausmass der Differenzialbewegung war. Am grössten war dies in dem Zug zwischen Reutte und Nesselwängle der Fall, wo der Muschelkalk in das Niveau des Aptychenkalkes heraufgepresst worden ist. Die tieferliegende „Aschauer-Scholle“ mit ihren Juragesteinen ist hier von Süd und Nord her von den Triasschollen (Gacht- und Reintalscholle) überschoben worden, so dass ein Bild entstanden ist, als läge die Trias diskordant auf einem Rücken älterer Schiefer.

So konnten sich also trotz des ost-westlichen Schubes in der Gebirgsmasse steile an anderen Orten aber auch flachere Ueberschiebungen herausbilden, deren Schubflächen teils nach N teils nach S ansteigen. Wenn die Gleitflächen dieser Längsschollen frei gelegt wären, so müssten wir erwarten, auf ihnen Rutschstreifen zu sehen, die nicht horizontal liegen, sondern mehr oder minder stark nach Westen ansteigen. Leider ist es mir bis jetzt nicht geglückt, eine solche Spalte aufzufinden, an der die Verwitterung nicht schon die Streifen entfernt hätte.

2. Die Randspalte der Lechtaler Schubmasse.

Wenn man die steile eben besprochene Ueberschiebungsfläche, durch welche die Trias von Süden her auf den Jura der Aschauer Scholle bei Reutte geschoben worden ist, nach Westen weiterverfolgt, so zeigt uns Blatt Sonthofen der Gümbelschen Karte, dass dieselbe im Weissenbachtal herauf weiterzieht, am Nordfuss der Lachen- und Steinkarspitz vorbei bis zum Kastenkopf. Auf dieser ganzen Strecke liegen Aptychenkalke und Liasfleckenmergel im Norden und fallen gegen den im Süden hoch aufragenden Hauptdolomit ein. Oberhalb des Schrecksee tritt diese Spalte auf dem Joche des Kirchendaches in bayer. Gebiet herüber, und von da ab habe ich sie ohne Unterbrechung weiter verfolgt bis zum Hornbachjoche, wo sie in die Lechtal-Ueberschiebungslinie übergeht, die wir bereits (S. 6—40) von Bludenz an bis dahin geschildert haben. Zunächst

stellt sie sich als eine steil nach SSO einfallende Bruchfläche dar vom Aussehen einer Ueberschiebung, denn im Hangenden liegt ein Gewölbe von Hauptdolomit, im Liegenden eine Mulde von Aptychenkalk. Das Gewölbe ist durch eine vertikale Spalte in zwei Teile geteilt. Der Nordflügel ist dadurch ganz steil aufgerichtet und trägt noch eine kleine Kappe von Koessener Kalken, während der Südflügel aus Dolomit besteht, der zunächst fast horizontal liegt, sich dann aber erst wenig, dann immer stärker nach Süden herabbiegt. Am Lahnerkopf ist das sehr gut zu beobachten. (Siehe Fig. 16 auf S. 37.) Von der Erzbergalpe an erscheinen dann aber unter dem Dolomit noch die Raibler Schichten und der Wettersteinkalk, die sich bis zum Gipfel des Rosskopfes heraufziehen, wobei sie sich gegen Norden deutlich auf den Aptychenkalk legen, der den ganzen nördlichen Steilhang dieses Berges aufbaut. Auf der Westseite des Rosskopfes dreht sich die Ueberschiebungsgrenze rechtwinkelig nach Süden um und lässt sich über die Rotwand und die steilen Gehänge, welche das Hintersteinertal gegen Osten überragen bis in den Hintergrund dieses Tales verfolgen. Immer liegt Aptychenkalk darunter, aber die Schubmasse selbst zeigt ganz ausserordentliche Störungen, wodurch abwechselnd Bunter Sandstein, Muschelkalk, Hauptdolomit und Koessener Kalke nebeneinander zu liegen gekommen sind. Wir befinden uns eben bereits auf der Stirnseite des Lechtaler Schubes, wo uns solche Unregelmässigkeiten nicht mehr verwundern. Die Einzelheiten zu schildern, muss ich Rabenstein überlassen, in dessen Arbeitsgebiet dies fällt. Ein unerwarteter Abbruch, der in südwestlicher Richtung aus dem Tirolschen über die Glasfelder herüberstreicht, hat die ganze Schubmasse gegen Süden tief in das basale Gebirge eingesenkt. Ob dieser Abbruch schon vor dem Schub existirte oder erst nachher eingetreten ist, kann ich nicht entscheiden, solange die Lechtaler Fortsetzung desselben nicht untersucht ist. Aber sicher ist, dass am Glasfelderkopf und am Fuss des Wiedemer Kopfes die Lechtaler Schubmasse um einige Hundert Meter höher liegt, als im Hintersteinertal. Ausgezeichnet ist sie hier aufgeschlossen. Die stark gefalteten Hauptdolomitbänke mit den eingefalteten Koessener Kalken liegen in meist sehr steiler Stellung auf der flachen Ueberschiebungsfläche, die aus Aptychenkalk und Liasmergel gebildet ist. Prachtvoll hebt sie sich orographisch heraus in ihrem weiteren Verlauf am Fuss der Steilwände

des vorderen, grossen, hinteren und kleinen Wilder. (Siehe auch Fig. 17 S. 38.) Umgehen wir dieselben auf ihrer Westseite, so erreichen wir alsbald das Hornbachjoch, wo die Hölltürme aufragen als letzte Posten der Schubdecke, denn am Joch selbst erreichen die basalen Liasschiefer die Kammhöhe. Die Erosion hat hier eine Strecke weit die Schubdecke abgetragen, die aber im Süden in den Dolomitgipfeln des Krottenkopfes sich wieder einstellt.

So erweist sich denn die Lechtaler Schubmasse als ein innerer Kern der Allgäuerschubmasse, der ebenso gebaut ist und in gleicher Richtung bewegt worden ist wie diese, der aber entweder, als jene schon zum Stillstand gekommen war, sich noch ein Stück weit fortbewegte, oder sich gleichzeitig herausbildete, aber eine grössere Bewegungsgeschwindigkeit hatte.

3. Das Karwendelgebirge.

Als wir in den Jahren 1886 und 87 von München aus an eine geologische Aufnahme des Karwendels schritten, überraschte mich das Vorkommen zahlreicher grosser Längsbrüche, deren Dasein man nach den damals vorhandenen geologischen Karten nicht vermuten konnte und die mit denjenigen, welche ich wenige Jahre vorher in den Vilser Alpen kennen gelernt hatte, grosse Aehnlichkeit aufwiesen. Auch hier waren es teils mehr oder weniger senkrecht gestellte, teils nach Art von Ueberschiebungen geneigte Bruchflächen. Sie zerlegen das Gebirg in Längsschollen, die bedeutende vertikale Bewegungsdifferenzen aufwiesen. Aber der schroffe Facieswechsel, der sie in den Vilser Alpen begleitet, fehlte hier. Dafür machten sich grössere Lagerungsanomalien bemerkbar, auf die schon Richthofen aufmerksam gemacht hatte und die in das Schema einer normalen Gebirgsfaltung nicht recht passen wollten. Ich erhielt den Eindruck, dass sie davon herrühren, dass ehe die alpine Faltung eintrat, die Gegend schon gewisse Dislokationen erlitten hatte, die von vornherein die Entwickelung eines regelmässigen Faltenwurfes ausschlossen. Ausgehend von einem höheren Alter einiger Verwerfungen versuchte ich in schematischer Weise[1]) die Sachlage darzustellen und dabei ergaben sich sowohl jene Senkungsfelder als auch die sonstigen Anomalien als natürliche Konsequenzen. Die Möglichkeit der Existenz solcher praealpiner Dislokationen begründete ich damit, dass dieser

[1]) Das Karwendelgebirge. Zeitschr. d. D. u. Oe. A.-V. 1888. S. 64–68.

Teil der Alpen seit Ende der Neocomzeit dauernd der Meeresbedeckung entzogen war. Es ist aber gewiss sehr unwahrscheinlich, dass eine so lange Festlandbildung ganz ohne irgend welche tektonische Bewegungen verlaufen oder eingeleitet worden wäre. Auch die Nähe einer kleinen Gosaukreideablagerung am Südhang des Sonnenwendjoches, welche einen lokalen Einbruch des Meeres zur jüngeren Kreidezeit andeutet, schien mir für meine Annahme zu sprechen. Auch heute noch bin ich von der Möglichkeit solcher Vorgänge vollkommen überzeugt, aber ebenso wie damals sehe ich kein Mittel ihre wirkliche Existenz zu beweisen. Aber wie dem auch sei, so ist jetzt ein neues Moment hinzugekommen, welches die Schwierigkeiten, welche früher für die Erklärung der Tektonik bestanden, wesentlich geringer erscheinen lässt, denn wir können nun mit erheblichen ost-westlichen Verschiebungen rechnen, die zugleich sowohl nach Norden als auch nach Süden zu den wenn auch nicht sehr weiten Ueberschiebungen Veranlassung gaben, welche wir am westlichen und östlichen Ende des Karwendelgebirges nachgewiesen hatten. Und so fasse ich jene grossen Längsbrüche, einerlei ob sie praealpin oder alpin sind, schon seit einigen Jahren als die Bahnen auf, welche die Schollen in ihrer Bewegung nach Westen leiteten und auf denen einige Schollen höher aus dem ganzen Gebirgskörper herausgepresst wurden als die anderen, welche so zu tiefen Furchen Veranlassung gaben, über die sich dann die herausgepressten Teile je nachdem von Norden oder von Süden her herüberschieben konnten. Dass aber solche Ueberschiebungen nur am Stanserjoch und an der Vorderen Karwendelspitz vorkommen sollen, war mir von jeher sonderbar vorgekommen und ich hegte die Vermutung, dass sie sich wohl auch längs jener im Wettersteinkalk eingepressten Rauhwackenzone, die sich von der Wörnerspitz bis fast ins Johannistal zieht, und längs der Juraeinbrüche vom Johannistal bis zum Vomperjoch würden nachweisen lassen. Zweimal hatte ich versucht, die entscheidenden Stellen unter dem Mittagshorn mit Fraas zu besuchen, aber jedesmal hat der Einfall schlechten Wetters, das 1886 sich besonders fühlbar machte, auf halbem Weg zur Umkehr gezwungen. Wir hatten in den zwei Sommern überhaupt unter vielerlei Ungunst zu leiden. Eine fröhliche und eifrige Schar junger Geologen waren damals mit mir ausgezogen, um das Karwendel aufzunehmen. Jeder hatte seinen Anteil erhalten, gross war

der Eifer und in freundschaftlicher Weise hat einer den andern bei dem schwierigen Werke unterstützt. Ich selbst hatte mir keinen Teil zur Aufnahme bestimmt, sondern wollte von einem zum anderen gehen, alles besichtigen und so für die Einheitlichkeit der Aufnahme sorgen. Unversehens aber wurde ich von einer schweren Lungenkrankheit befallen, die mich für zwei Winter nach Tenerife zu gehen zwang. Um jedoch das begonnene Werk nicht unmöglich zu machen und doch auch zur vorgesetzten Zeit zu Ende zu bringen, verbrachte ich die zwei Sommer im Karwendel, musste mir aber grosse Beschränkung auferlegen und überlangen Klettertouren oder allzu schlechtem Wetter aus dem Wege gehen. So kam es, dass ich grosse Teile dieses Gebirges überhaupt nicht oder nicht so gründlich begehen konnte als ich ursprünglich mir vorgenommen hatte. Weitere Störungen kamen hinzu. Clark und Geyer wirkten nur im ersten Sommer mit. Jener kehrte nach Amerika zurück, dieser wurde von der k. k. geol. Reichsanstalt weit nach dem Osten abkommandirt. Schäfer, der neben dem Gebiet des Bächentales auch noch Falken und Gamsjoch übernommen hatte, erwies sich, was im voraus nicht zu vermuten war, den Ansprüchen der Hochtouristik nicht gewachsen und auch Jaekel hat seine Arbeit infolge einer Fussverletzung vor der Zeit einstellen müssen. So hat schliesslich Fraas ein doppelt so grosses Gebiet absolviren müssen, als ihm eigentlich zugemutet werden konnte. Unter dem Eindrucke dieser Nöten und deren Folgen habe ich S. 45 geschrieben: „Wenn wir jetzt schon rasten und in gemeinsamer Arbeit Neugesehenes veröffentlichen, so vermeinen wir damit nichts abzuschliessen und überlassen die Wege zu noch tieferem Eindringen gern denen, die nach uns kommen.“ Das ist nun nach 15 Jahren geschehen. Ampferer, der mit Hammer 1898 den südlichen Teil des Karwendels aufgenommen hat, so dass durch ihre und unsere Karte zusammen, das ganze Karwendelgebirge geologisch dargestellt war, hat sich neuerdings nochmals damit und besonders mit unserem nördlichen Teil beschäftigt und er hat dabei wirklich den Nachweis erbracht, dass die Ueberschiebungen an der vorderen Karwendelspitze sich in der vorhin angedeuteten Weise bis zum Vomperjoch nachweisen lassen. Um mich von der Richtigkeit dieses Nachweises zu überzeugen, bin ich vorigen Herbst mit einem jungen Geologen Dr. G. Schulze und seinem Bruder Adolf in die Eng gegangen und habe die Ueberschiebungsstrecke zwischen Lamsen-

joch und Johannistal begangen. Was ich gesehen, will ich beschreiben, aber ich schicke sogleich voraus, dass wenn ich auch in einigem die Verhältnisse etwas anders wie Ampferer gefunden habe, sie in der Hauptsache doch mit dessen Angaben übereinstimmen.

Zwischen dem Falken und der Laliderspitz ist ein leicht gangbares breites Joch in den hohen und unwegsamen Gebirgsgrat so eingesenkt, dass es in bequemer Weise den Uebergang von dem Hintergrund des Johannistales in den des Lalidertales gestattet. Die Ursache dieser unerwarteten Erscheinung ist bedingt durch eine über ein Kilometer breite Zone von Juragesteinen, die in sehr flacher Lagerung zwischen den untertriasischen Schichten im Süden und im Norden eingeschaltet sind. Das wussten schon Richthofen und Gümbel in den 50er Jahren und sie versuchten durch eine muldenförmige Einfaltung dieses merkwürdige Vorkommen zu erklären. Dieser Versuch ist dann besonders durch M. Neumayr in den 70er Jahren weiter geführt worden und auf der geol. Karte der Reichsanstalt zur Darstellung gekommen. Auf unserer Karte hingegen ist ein durch Verwerfungsspalten begrenzter Einbruch angenommen, durch den diese jungen in das Niveau der soviel älteren Schichten hinabgesunken sind. Dass aber ausserdem am Ladizkopf eine kleine Kappe von Myophorienschichten dem Aptychenkalk aufsitzt und dass von Süden her die in den gewaltigen Wänden der hinteren Karwendelkette aufragenden Triaskalke auf schwach nach Süden geneigter Schubfläche gegen Norden hin über die eingesunkene Jurapartie herübergeschoben sind, das wurde von uns übersehen, obwohl eigentlich nur eine Traversirung auf dem breiten Grat vom Spilistjoch zum Ladizerjöchl notwendig gewesen wäre, um dies zu sehen. Ich muss annehmen, dass Schäfer dies nicht getan, sondern sich damit begnügt hat, den gewöhnlichen Fusspfad über das Spilistjoch zu begehen. Dort nun sieht man tatsächlich im Norden der Triaswände nur Aptychenkalk, und wenn man vom Joch gegen die Dreizinkenspitz etwas ansteigt, trifft man nach Süden einfallende Rauhwacken, die mit Dolomitbänken und bituminösen Kalken wechsellagern, darüber folgen dann die gewöhnlichen Muschelkalkbänke. Erstere gehören zu den Myophorien- oder Reichenhaller Schichten, in denen ich eine Vertretung des Rötes sehe. In einer kleinen gegen Osten herabziehenden Wasserrunse stossen die weissen hier etwas dickbankigen oberjurassischen Kalke ebenfalls nach Süden

fallend deutlich auf einer vertikalen Grenzfläche an der Trias ab (Fig. 81). Die schräge Auflagerung auf dem Jura,

Fig. 81. m Muschelkalk, R Rauhwackenbänke, k bituminose Kalke und Dolomite, a Aptychenkalk, s Gehängeschutt.

die gleichwohl auch hier der Trias zukommt, ist also durch eine vertikale Verwerfung verdeckt. Wendet man sich nun vom Joche aus gegen Norden, so braucht man nicht sehr viel anzusteigen, um die Rauhwacken, Dolomite und bituminösen Kalke wieder anzutreffen, aber diesesmal liegen sie unzweifelhaft auf einer sehr flachen Fläche dem Jurakalk oben auf. Man sieht dieselbe zwar nicht unmittelbar, aber bei einer genauen Begehung ergibt sich, dass die Triasgesteine nur oben auf dem Kopf vorkommen, während rings um diese Kappe am Gehänge unter ihr die Aptychenkalke zum Vorschein kommen. Man kann nicht zweifelhaft bleiben, dass die Wand der Laliderspitz einstmal einen halben Kilometer weiter im Norden vor dem Ladizkopf lag und dass die Erosion sie erst soweit zurück verlegt hat. Die kleine vertikale Verwerfung am Joch ist entweder eine spätere Störung oder überhaupt keine eigentliche Verwerfung, sondern nur eine Einsenkung der Schubmasse in den Aptychenkalk, welcher durch deren Last eingedrückt wurde. Dahingegen kann man auf der Nordseite diese Juraschichten, welche von

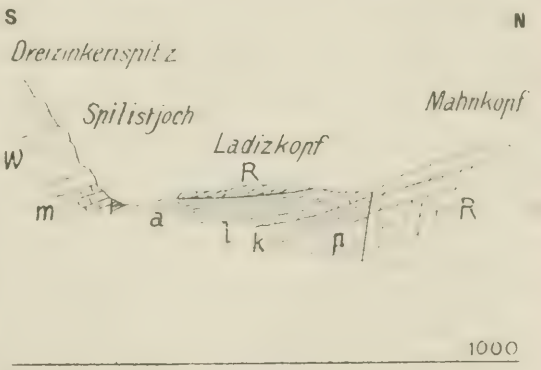


Fig. 82. R Myophorienschichten, m Muschelkalk, W Wettersteinkalk, p Plattenkalk, k Koessener Sch., l Lias, a Aptychenkalk. 1 : 50 000.

Koessener und Plattenkalken unterlagert sind, sehr deutlich auf einer annähernd vertikalen Bruchfläche an den untertriasischen Rauhwacken des Mahnkopfes abstossen sehen. Hauptdolomit, wie ihn Ampferer auf Fig. 31 und 35 eingezeichnet hat, konnte ich nicht beobachten. Die Bänke der Myphorienschichten fallen gegen Westen ein. Ich habe sie nicht weiter verfolgt, doch ist es mir wahrscheinlich, dass der Muschelkalk auf der Lalidertalseite unter ihnen liegt. Das von Ampferer beobachtete Vorkommen von Buntsandstein-Partien auf der Höhe des Berges (Fig. 33) würde damit gut im Einklang stehen.

In ähnlicher Weise wie Johannistal und Lalidertal durch den Ladizkopf ist auch dieses mit dem Engtal durch das Gamsjöchl oder, wie Ampferer es nennt, den Hohljochgrat in Verbindung gesetzt. Steigt man von der Eng aus an, so gewahrt man wie am Ladizgehänge zu unterst Plattenkalk, dann Koessener Schichten; der Lias ist wie am Ladizkopf nicht sehr mächtig und wenig gut aufgeschlossen, um so besser sind es die teils dünnbankigen und hornsteinreichen, teils dickbankigen hellfarbigen Aptychenkalke. Alle diese Schichten zeigen hier aber nicht die flache Lagerung wie am Ladiz, sondern sind sehr stark wellig verbogen, so dass sie bald senkrecht aufgerichtet, bald flach gelagert erscheinen. Verfolgt man die Koessener Schichten nach ihrem Ausgehenden an den Gehängen, so erhält man ihren Verlauf so wie er in Fig. 83 eingezeichnet ist. Ueber den Weidegründen des Lalider-Hochleger erheben sich dann in steilen Wänden die rauhen Felsen der Myophorienschichten und zu oberst am Grat wohlgebankte Kalke, die wahrscheinlich schon dem Muschelkalk angehören. Folgt man dem Fusspfad, der von den Hütten des Lalider-Hochleger annähernd die Ueberschiebungsfläche gegen NO begleitet, so gelangt man schon 400 m vor dem Punkt 1737 an eine Stelle, wo diese Fläche (Fig. 83) gut daran erkannt wird, dass die bituminösen Kalke der Myophorienschichten horizontal über vertikal gestellten und N20°W streichenden weissen Aptychenkalken liegen, in einer Höhe von 1840 m. Eine wilde Felsschlucht steigt von der Eng herauf zu dem Gampenjoch zwischen Gamsjöchl und Gamsjoch. Sie ist in die Rauhwacken eingeschnitten, welche von Muschelkalk und Wettersteinkalk überlagert einen steilen nach Norden etwas überkippten Sattel und mit ihrem Gewölbe-First den Gipfel des Gamsjoches bilden. Gegen Süden ist dieser Sattel durch eine steil nach Süden einfallende Verwerfungsspalte

abgeschnitten, an der von Süden her die eben beschriebenen Plattenkalke, Koessener und Juraschichten abstossen ähnlich wie am Mahnkopf gegen die dortige Rauhwacke. Zu oberst am Gampenjoch (1968 m) stossen die Rauhwacken des Gamsjöchl gerade noch an den Muschelkalk des Gamsjoches an. Am Hohljoch hingegen ist wie am Spilistjoch die Triasdecke des Gamsjöchl nicht mehr in Verbindung mit der Triasplatte der Grubenkarwand, weil die Erosion sich bereits in die darunterliegenden Aptychenkalke eingeschnitten hat. Sowohl unsere Karte als auch neuerdings Ampferer in seinem Profil 26 auf Taf. IX stellen die Sachlage so dar, als ob die Myophorienschichten des Gamsjöchl unmittelbar in die Wände der Dreizinken-Spitze übergingen. Das ist aber nicht richtig. Das Hohljoch selbst ist so überschüttet, dass man das Anstehende nicht beobachten kann. Die Triasdecke ist hier in einer Breite von 350 m wirklich unterbrochen, ihre Basis hat eine Höhe von 1800 m, das Joch nur von 1790 m. Nördlich vom Joche sieht man den Aptychenkalk am Weg zum Lalider-Hochleger unter der Trias bei 1800 m noch anstehen. Auffällig ist auch, dass die Triasschichten des Gamsjöchl da, wo sie vor dem Hohljoch noch einmal sich zu einem kleinen Felskegel erheben, aus ihrer fast horizontalen Lage sich steil aufrichten, so dass, wenn man sie mit den entsprechenden Schichten der Drei-Zinken-Wand verbinden wollte, sie über dem Hohljoch einen Luftsattel bilden müssten. Ich schliesse daraus, dass ähnlich wie am Spilistjoch auch hier eine tektonische Störungslinie dazwischen fällt.

Die Angaben unserer Karte für die Westseite des Gamsjöchl sind ganz unrichtig und mit Recht hat Ampferer darauf hingewiesen, dass dort die Unterlagerung der Trias durch Aptychenkalke und Lias vorzüglich aufgeschlossen ist. Wenn schon die Durchquerung der weglosen Wasserrisse nicht gerade als eine bequeme bezeichnet werden kann, so bietet sie doch in keiner Weise unüberwindliche Schwierigkeiten. Aber ich begreife, dass Schäfer ihnen lieber aus dem Wege ging. Fraas, der die Revision des im Geyerschen Anteil liegenden Gamsjoches übernommen hatte, hat gleichwohl etwas von diesen Juraschichten am Gumpen-Hochleger bemerkt. Ueber dem Hüttchen hat er einen schmalen Streifen von Aptychenkalk und Koessener Schichten eingetragen und fasste ihn als eine in den Muschelkalk eingesunkene Scholle auf. Ampferer ist der Zusammenhang dieser Stelle mit den von

ihm entdeckten Juraschichten auf der Westseite des Gamsjöchl anscheinend entgangen, denn er sagt S. 50: „Hier liegen auch am Südhange des Gamsjoches, oberhalb des Hochlegers der Gumpenalpe, grosse Massen von jurassischen Schiefern auf dem Muschelkalke, die ihrerseits wieder von Moränenhaufen aus Muschel- und Wettersteinkalk bedeckt werden.“ Die Juraschichten stehen hier wirklich an. Sie sind in den kleinen Wasserrissen, die gegen die Hütte herabziehen, anstehend zu beobachten und fallen steil nach Süd ein mit einem Streichen N 30 ° W. Es sind weisse und rote schiefrige Mergel und Kalke, in denen aber nicht selten jene dickbankigen weissen Kalke eingelagert sind, die wir bereits auf der Ostseite des Gamsjöchl erwähnt und die dort dasselbe Streichen wie hier aufgewiesen haben. Verlängert man diese Streichrichtung unter dem Trias-Kamm hindurch, so fallen sie zusammen. Dort gehen sie bis 1840, hier bis 1950 m herauf. Man sieht in den Gräben auch graue Schiefer anstehen, die vielleicht schon zum Lias gehören, aber Koessener habe ich durchaus keine finden können. Soweit der Grasboden und die Schutthalden es erlauben, habe ich diesen Juraflecken auf der Karte zu umsäumen versucht und so einen unregelmässig kreisrunden Bezirk erhalten von etwa 300 m Durch-

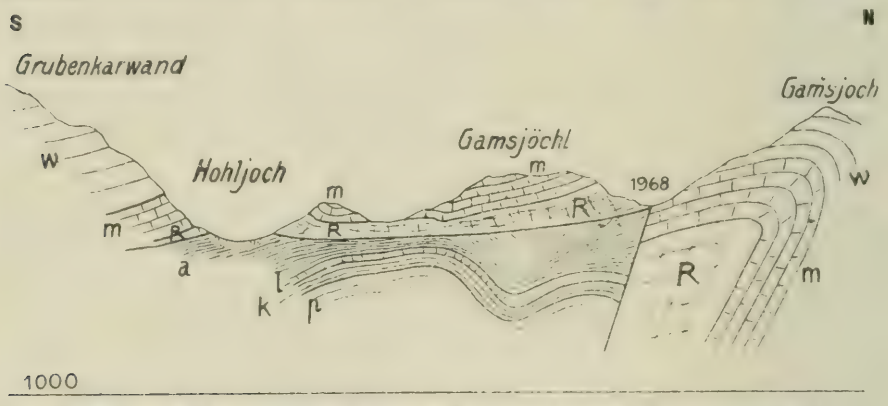


Fig. 83. R Myophorien Sch., m Muschelkalk, w Wettersteinkalk, p Plattenkalk, k Koessener Sch., l Lias, a Aptychenkalk. 1:50 000.

messer. Gegen den Muschelkalk des Gamsjoches ist er nicht scharf abzugrenzen, obwohl die schon beschriebene von der Eng aufsteigende Verwerfungsspalte eine scharfe Grenze bedingen sollte. Es liegt das daran, dass ein gleichmässig ansteigendes Gehänge mit Grasboden bedeckt ist, der viele von oben herabgefallene Triasgesteinsblöcke enthält. Gegen Westen stösst der vom Gipfel des Gamsjoches herabstreichende Wettersteinkalk an, der ebenso wie die

weissen Aptychenkalke helle Farbe und verkarrte Felsoberflächen besitzt. Gleichwohl kann es keinem Zweifel unterliegen, dass dieser Juraflecken zur Basis der Gamsjöchl-Triasdecke gehört, und zum Beweise dessen ist in seiner Mitte noch ein kleiner Rest dieser Decke erhalten geblieben, der dem Jura deutlich aufliegt. Gegen Süden wird zunächst das Anstehende durch das Blockwerk einer Endmoräne verhüllt, die von einer karförmigen Nische des Gamsjöchl ausgeht. Man überschreitet sie und gelangt sofort auf einen kleinen Höhenzug, der von den NW-Wänden des Gamsjöchl sich gegen Punkt 1837 vorzieht. Sobald man ihn erreicht hat, steht man nicht nur wieder auf dem Jura, sondern man übersieht mit einem Blick die Ueberlagerung des Juras durch die Trias, wie sie Ampferer von den Westwänden des Gamsjöchlkammes beschrieben hat. Obwohl die Auflagerungsfläche schwach nach Süden geneigt ist, so macht sie von hier aus doch den Eindruck völliger Horizontalität. Kommt man näher an sie heran, dann sieht man erst, dass sie überhaupt viele kleine Unebenheiten besitzt und dass insbesondere die darunterliegenden Juraschichten starke Verdrückungen am Kontakt aufweisen. Letztere bestehen aus weissen und roten Kalken mit zwischengelagerten grünlichen und grauen Mergelschiefern. Sie streichen NNO und fallen mit 30—60° nach WSW ein.

Die besten Aufschlüsse, welche beweisen, dass die Triasmasse der hinteren Karwendelkette wirklich auch da, wo sie noch ganz geschlossene Wände bildet, über den Jura geschoben worden ist, bieten die Wände und Gratvorsprünge im Hintergrund der Eng von der Spritzkarspitz an bis zur Lamsenspitz. Doch zeigt die Schubfläche stets deutliche Neigung gegen Süd, die zwischen 30 und 45° schwankt. Steigt man gegen das Hochglückkar an, so kommt man zunächst an Steilwände, die aus vertikal aufgerichteten Aptychenkalken bestehen. Von der Seite her gelangt man leicht auf die Höhe dieser Wände und sieht da die Rauhwacke der unteren Trias auf gegen Süd geneigter Fläche, wie es Figur 84 für Punkt 1644 der Karte darstellt, die Aptychenkalke krönen. Aehnliches zeigt schon von ferne der Sporn des Kaisergrates.

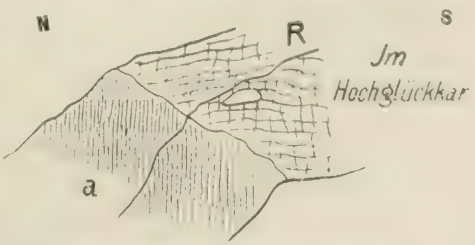


Fig. 84. R Myophorienschichten, a Aptychenkalk.

Am Lamsenjoch hat Fraas versehentlich die Plattenkalke, über welche der Jochweg führt, für Muschelkalk angesehen und deshalb die etwa 200 m höher liegende Ueberschiebung übersehen. Aber in Wirklichkeit hat er sie doch beobachtet, denn er erkannte die Lagerung des Wettersteinkalkes der Lamsenspitz auf Muschelkalk, und irrte nur in dessen Bestimmung. Sobald man an dessen Stelle die Koessener einträgt, so liegt auch bei seinen Profilen die untere Trias darüber. Die beigegebene Zeichnung gibt ein Profil, dessen Anfang und Ende bei Ampferer durch die Fig. 23 u. 24 gegeben werden. Man ersieht sogleich die Differenzen, wobei ich bemerke, dass ich bis zur Ueberlagerung der Koessener durch den Muschelkalk auf der Profillinie nicht gekommen bin, dieselbe also nach Ampferers Angaben eingetragen habe. Die Lagerung der Koessener fand ich ganz wie Ampferer, dahingegen stelle ich die Rauhwacken, die sich nördlich anlagern, nicht zu den Reichenhaller Kalken. Man findet dunkle Kalke eingelagert, die sich aber sofort von denen der Myophorienschichten dadurch unterscheiden, dass sie nicht bituminös sind. Ausserdem ist eine Bank da, erfüllt mit grossen Bivalvenschalen, wie solche aus den Reichenhaller Kalken noch nicht bekannt sind, die aber denen der Myophoria Mellingi ungemein gleichen. Geht man auf dem Hannkamplgrat immer weiter, so durchquert man diese Kalkbänke und würde vielleicht noch eine zeitlang sich auf ihnen wähnen, wenn nicht das Prüfen mit Salzsäure bewiese, dass sie dolomitisch geworden sind und dem Hauptdolomit angehören. Dieser hält dann an bis nahe zum Grammaijoch, wo er erst von Plattenkalk, dann von Koessener Mergel überlagert wird, die plötzlich und unvermittelt an den mächtigen Rauhwacken der unteren Trias auf der Nordseite des Joches abstossen, doch legen sich auf die Koessener noch ein kleines Paquet von grauen Schiefern, die ich bereits dem Liasfleckenmergel nach Art ihrer Gesteinsbeschaffenheit zuzählen muss. Den merk-

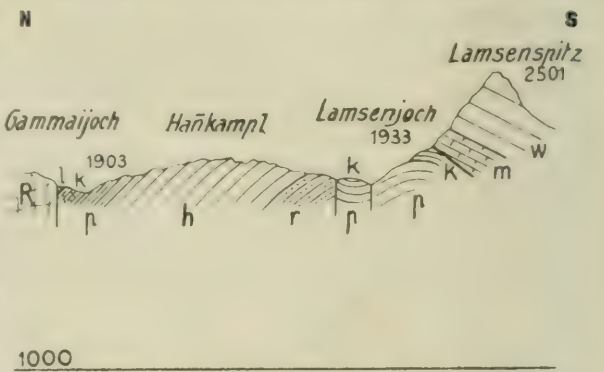


Fig. 85. R Myphorienschichten, m Muschelkalk, w Wettersteinkalk, p Plattenkalk, k Koessener Schichten, l Lias. 1 : 50,000.

würdigen Jurazwickel in den Rauhwacken, den Ampferer angibt, habe ich nicht finden können.

An der Hochalp im Hintergrund des Karwendeltales kommt inmitten der Trias ein kleiner Zwickel von Aptychenkalk zum Vorschein, von dessen Existenz man bis 1887 keine Ahnung hatte. Der Fahrweg, den man in grossen Serpentinen auf den Sattel herauf angelegt hatte, schnitt die grossen Schutthalden an, welche die Gehänge überdecken. Uns fielen einige grünliche und rötliche Kalkschiefer unter den vorherrschenden Triasgesteinen auf, die ich sofort als zu den Aptychenkalken gehörig erkannte. Indem Jaekel und ich diesen Spuren nach oben folgten, gelangten wir unter den steilen Wänden des Wettersteinkalkes wirklich an die anstehenden Aptychenkalke. Es war das keine geringe Ueberraschung an einer Stelle, wo Gümbel einen grossen Triassattel auf seiner Karte eingetragen hatte, nun die allerjüngsten Schichten tief unten in der Trias anzutreffen. Dann verwickelte sich die Sache noch viel mehr, als Jaekel die überstürzte Lagerung der Triasschichten im Norden dieses Jurazwickels nachweisen konnte, die von der Bärenalplscharte bis zum Johannistal ohne Unterbrechung anhält. Auch Ampferer hat sie in seiner Fig. 38 (S. 59) so dargestellt, wie wir sie damals sahen. Es liegen die Aptychenschichten nicht unter dem Wettersteinkalk, sie sind an dieser Stelle nicht von ihm überschoben, und ob das weiter gegen Süden der Fall ist, kann niemand je zu sehen hoffen. Ein vertikaler Bruch trennt hier jedenfalls Jura von Trias. Wenn Ampferer gleichwohl S. 76 sagt: „Indessen finden sich auch noch weiter westwärts solche Unterlagen von viel jüngeren Schichten, so am Nordfuss der Moserkarscharte, südlich der Hochalpe . . .“, so ist das nicht richtig ausgedrückt. Sie finden sich *nicht*, aber man kann die Vermutung haben und bis zu einem gewissen Grad auch begründen, dass sie gefunden werden könnten, wenn man unter den Wetterstein hineingraben würde.

Im Gebiet der vorderen Karwendelspitze hingegen ist eine Ueberschiebung in ganz vorzüglicher Weise zu sehen, aber da ist die Trias mit ihren unteren Gliedern nicht wie am Lalider und Ladiz über Juraschichten, sondern über ein Triasgewölbe geschoben. Trotzdem findet man an der Basis dieser Schubmasse aber weit rückwärts von ihrer Stirnrand und über dem basalen Triasgewölbe liegend Jura in kleinen Fetzen gelagert. Diese merkwürdige Stelle hat Jaekel

an dem Tage entdeckt, der ihm einen Unfall brachte, durch den er an der genaueren Untersuchung verhindert wurde, die ich dann später ausführte. Er hatte die Spirigera oxycolpos gefunden ganz oben in der Sulzleklamm inmitten des Muschelkalkes. Es kommen dort in einer Höhe von rund 700 m über dem Boden des Isartales Koessener Schichten und Aptychenkalke unter und zwischen Muschelkalk und Myophorienschichten eingeklemmt vor. Ihre gestörte Lagerung wird schon daraus erkannt, dass der Lias gänzlich fehlt. Die triasischen Schichten fallen durchschnittlich unter einem halben rechten Winkel nach NO ein, aber gerade wo die Aptychenkalke liegen, ist diese Triasplatte selbst durch einen Bruch gestört, in den die jüngeren Schichten von unten her ein Stück weit herauf dringen, wie dies auf der geolog. Karwendelkarte separat im Masstab 1 : 10000 dargestellt ist. Nur zu Zeiten, wenn es schon sehr aper geworden ist, kann man die Jurakalkfetzen sehen, welche über den Koessener Schichten in einer engen klammartigen Schlucht im Muschelkalk eingeklemmt liegen. Obwohl ich in späteren Jahren im Frühsommer noch öfters dort oben war, konnte ich niemals mehr an sie herankommen, weil immer noch alles im Winterschnee verhüllt war. Ich bemerke dies für solche, die zu ungünstiger Jahreszeit hinaufgehen. Sie werden nur den allerdings viel grösseren Jurakomplex oberhalb der Schäferhütte und der dabei befindlichen guten Quelle zu sehen bekommen. Die Koessener Schichten hingegen sind immer sichtbar.

Im Isartal steht ein prächtiges Triasgewölbe an, dessen Existenz Jaekel von Mittenwald bis zum Brunnensteinköpfl durch äussert sorgfältige Aufsammlung von Versteinerungen völlig sicher gestellt hat. Die Schichten dieses Gewölbes streichen von O nach W mit geringer Ablenkung nach N. und fallen steil nach Süd ein. Da auf dem Leitersteig dieses Gewölbe am leichtesten studirt und durchquert werden kann, so will ich es das Leitersteig-Gewölbe nennen. Im Kern desselben liegen die Myophorienschichten mit ihren Rauhwacken, zu beiden Seiten folgen Muschelkalk, dann die Cassianer Schichten mit Halobia parthanensis und cassiana, sodann der Wettersteinkalk. Die gewölbeartige Umbiegung dieses Sattels am First ist aber nicht erhalten, weil sich dort, wo sie zu erwarten wäre, jene vorhin erwähnte Triasplatte mit nach NW einfallenden Schichten darüber einstellt, die oberhalb des Brunnensteinköpfel beginnt und sich langsam am Berggehänge gegen Norden heraufzieht, so dass sie

bei der nördlichen Linderspitz den Kamm der vorderen Karwendelspitze erreicht und sich von dort sehr deutlich übers Dammkar und zum Predigtstuhl über die fast senkrecht gestellten Bänke des Wettersteinkalkes legt, welcher dem Nordflügel des von Jaekel nachgewiesenen Leitersteiggewölbes angehört. Man kann also vermuten, dass jene Platte sich von der Tiefe des Isartales an beim Brunnensteinköpfl beginnend schräg über dieses Gewölbe geschoben hat, wenn schon man die Ueberschiebungsfläche selbst auf dieser Westseite nicht eigentlich sehen kann, teils vielleicht wegen der Wald- und Schuttbedeckung, teils deshalb, weil mehrere Querbrüche, die auf der Karte eingetragen sind, nachträglich die westlichen Teile des basalen Gewölbes etwas in das Niveau der übergeschobenen Triasplatte heraufgeschoben und damit die Schubfläche auf dieser Seite verdeckt haben. Aber die Aufschlüsse auf der Nordseite lassen keinen Zweifel darüber zu, dass es dasselbe Gewölbe ist, welches unter der Triasplatte liegt. Ampferer hat Zweifel geäussert, ob der Muschelkalk im Südflügel des Leitersteig-Gewölbes wirklich normal auf den Myophorienschichten des Kernes liege. Er sagt (S. 71) „es ist jedoch an diesem Muschelkalkzuge seine Lagebezeichnung kaum genauer festzustellen und ich glaube, in diesen Aufschlüssen eher wieder die überkippten Schollen des östlichen Karwendelkammes zu erkennen.“ Würde Ampferer, der auf diesem bayerischen Teile „sich mit Uebersichtstouren begnügen musste“, unsere Eintragungen auf den Katasterblättern (1 : 5000) zur Hand gehabt haben, so würde er wahrscheinlich nicht zu diesen Zweifeln gekommen sein. Der Muschelkalk im Süden beginnt über den Rauhwacken und Reichenhaller Kalken mit den Gasteropoden- oder Wurstelbänken, dann folgen die Brachiopodenkalke mit Spirigera trigonella, zuletzt die Silexkalke vom Charakter des Ammoniten-Horizontes und dünnplattige Kalke petrographisch den Halobiaschichten des Nordflügels vollkommen ähnlich und über diese legt sich der Wettersteinkalk. Also alles liegt hier ganz normal und die Gliederung des Muschelkalkes entspricht ganz und gar dem, was zu erwarten war. Bei einer flüchtigen Begehung kann man natürlich dies nicht alles sehen, aber was wochenlange Begehungen dieses Gehänges festgestellt haben, lässt sich damit auch nicht widerlegen. Ich betrachte es als ein sicheres Ergebnis unserer früheren Aufnahmen, dass die Triasplatte des Brunnsteinkammes auf einer nach Süd geneigten Fläche über das Triasgewölbe des Leitersteiges geschoben ist.

Wie kann man nun die Koessener und Juraschollen in der Sulzliklamm erklären? Jedenfalls befinden sie sich nicht mehr da, wo sie ursprünglich gelegen haben, sie müssen mit der Schubmasse auf das basale Triasgewölbe heraufgeschoben worden sein. Sind sie Fetzen des basalen Gebirges, die von der Schubmasse erfasst und nach Norden mit geschleppt worden sind? Dann müssten sie dem Hangenden des südlichen Leitersteig-Flügels entnommen sein und wir bekämen dann für die Brunnstein-Ueberschiebung mindestens eine Schubweite von $2^1/_2$ Kilometern. Ich habe früher statt dessen die Annahme gemacht, dass sie schon ursprünglich der Schubmasse angehörten und durch praealpine Dislokationen in die Trias eingesunken waren und dass diesen praealpinen Einbrüchen auch die Juraschollen von der Hohalp, vom Ladiz und Lalider angehören. Man wird nicht erwarten wollen, dass die späteren alpinen Ueberschiebungsflächen durch diese praealpinen tektonischen Linien in ihren Streichen bestimmt werden konnten und dass beide zusammenfielen und so hat es für mich durchaus nichts verwunderliches, wenn hier diese Einbrüche von der Ueberschiebung mit ergriffen wurden, während sie weiter im Osten unter die Ueberschiebung kamen. Ich verstehe dies als eine Folge ihrer beiderseitigen Unabhängigkeit. Dazu kommt jetzt noch die weitere Erwägung, dass auf den nach Norden ansteigenden Schubflächen die Gebirgsbewegungen keinenfalls sich in südnördlicher Richtung abgespielt haben müssen, sondern dass entsprechend dem grossen mit der rhätischen Ueberschiebung in Verbindung getretenen Ost-West-Schub auch Bewegungen in der Richtung der Längsspalten hinzugekommen sein können. Was mir 1888 immer noch recht dunkel blieb, die merkwürdigen Verkeilungen der Jurakalke der Sulzliklamm, die sind für mich damit zu Erscheinungen geworden, die wie ähnliche Vorkommnisse in den Vilser Alpen (z. B. Jurakeil bei der Galthütte der Vilser Alp im Kühbachtal) als notwendige Folgen solcher Schollenverschiebungen gelten müssen. Ebenso aber werden dadurch die gleichzeitigen Südüberschiebungen aufgeklärt. Die sich immer stärker verkeilende rhätische Schubmasse erhielt dadurch starke Pressung von Nord und Süd und so wurden einzelne Schollen entweder in dieser oder jener Richtung über die anderen hinausgeschoben, je nach der physikalischen Beschaffenheit und Höhenlage der Nachbarschollen. Von diesem Standpunkte aus begreift man auch eine andere Tatsache recht leicht, die ebenfalls in

den Profilen Ampferers zum Ausdruck gekommen ist: ein und dieselbe Ueberschiebungsfläche zeigt in ihrem Verlaufe von Ost nach West oft auffällige Unterschiede in der Neigung der Schubfläche. An einigen Stellen ist sie recht flach, an anderen recht steil geneigt. Theoretisch verlangt meine Auffassung des Vorganges, dass im allgemeinen die Schubfläche sich sowohl nach der Tiefe immer steiler stelle als auch da, wo eben der nachbarliche Widerstand ein grösserer war. Sollte man so glücklich sein, einmal ein Stück einer solchen Schubfläche aufzudecken, so müssten allfallsige Schrammen nicht der Fallrichtung der Fläche folgen, sondern eine westnordwestliche Richtung haben.

Ampferer hat den scheinbaren Widerspruch, der in dem Auftreten entgegengesetzter Ueberschiebungen gefunden werden kann, um so stärker empfunden, je klarer ihm die Ausdehnung nördlicher Ueberschiebungen wurde. Und da er mit dem Vorhandensein ostwestlicher Bewegungen noch nicht rechnen konnte, suchte er, auf dem gewohnten Wege des Schubes aus Süden bleibend, von dessen Wundern ihm verlockende Kunde aus dem Westen zukam, die Ueberschiebung nach Süden zu eliminiren.

Wenn ich eingangs dieses Kapitels erwähnt habe, dass meine Begehungen in der Eng mich in den Hauptpunkten zu Uebereinstimmung mit den Beobachtungen Ampferers gebracht haben, so gilt das nicht mehr in gleicher Weise für die tektonische Auffassung des ganzen Karwendels. Ampferer betrachtet nämlich die Ueberschiebung des Stanserjoches trotz ihrer so stark nach Süden aufsteigenden Schubfläche als das Nordende der grossen Schubmasse der Hinteren Karwendelkette, die erst später durch Erosion von dieser getrennt worden sei, ähnlich wie dies am Ladiz und Lalider der Fall ist. Er erhält so eine mindestens 10 km weit nach Norden vorgeschobene Trias-Decke, die über Jura, Lias und Trias liegt. Das basale Gebirge besteht demnach aus einem grossen Gewölbe von ziemlich regelmässigem Bau, aber die Schubfläche darüber beschreibt ebenfalls einen gewölbeartigen Bogen, so dass sich schliesslich die Schubmasse mit ihrem Stirnrand förmlich in das basale Gebirge hineinbohrt. Ich habe auf Grund der von Ampferer selbst entworfenen Zeichnungen das beistehende Profil nach seiner Auffassung entworfen und in der Tiefe noch weiter ausgeführt, wie man sich ungefähr die Verhältnisse danach vorzustellen hätte. Zweierlei fällt dabei auf. Erstens warum zeigt das Verbindungsstück zwischen Stirnende und der

Hauptplatte an der Rappenspitz nur Raibler Sch. und Hauptdolomit, während sonst die Basis der Decke bis mindestens an die untere Fläche des Wettersteinkalkes herabreicht? Auf diese Frage antwortet Ampferer selbst, dass er (S. 244) anfangs die Rappenspitz zum normalen Stanserjoch-Sattel gestellt habe, dann aber aus Gründen, die für mich jedoch nichts überzeugendes haben, in die Schubmasse versetzte. Das zweite, was an dem Profile auffällt, ist der Umstand, dass die Schubmasse im Norden an einer sehr steilen z. T. senkrechten Wand des basalen Gebirges endet. War diese Steilwand schon vorhanden als der Schub erfolgte und hat sie dem weiteren Vordringen Einhalt geboten? Fast möchte man dies für die Meinung des Autors nehmen, der mehrmals darauf aufmerksam macht, dass die vorgelagerten Schichten stark verdrückt und gepresst seien. Es wäre aber doch wohl seltsam, wollte man der Oberfläche des damaligen Gebirges schon eine so kräftige Modellirung zuschreiben, wie sie heute nur dem Hochgebirge zukommt. Anderseits könnte man annehmen, diese muldenförmige Einsenkung der Schubmasse sei späteren Gebirgsbewegungen zuzuschreiben und insbesondere das Stirnende erst durch Einbrüche auf Verwerfungen in seine heutige tiefe Lage gekommen. Eine solche Annahme, die dazu dienen soll, die Hypothese der einheitlichen Schubmasse plausibel zu machen, bedürfte aber doch erst einer genauen Begründung und dennoch würde damit ein sehr wichtiger Umstand nicht zu erklären sein, wohin nämlich all die obertriasischen und jurassischen Ablagerungen gekommen sind, die ur-

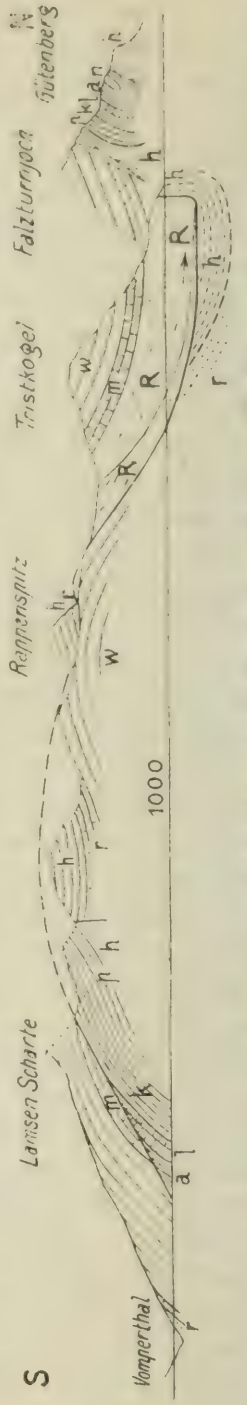


Fig. 86. Nach Ampferers Auffassung entworfenes Profil.
R Myophorien Schichten, m Muschelkalk, r Raibler Schichten, h Hauptdolomit, p Plattenkalk, k Koessener Schichten, l Lias, a Aptychenkalk. 1:50 000.

sprünglich auf dem basalen Wettersteingewölbe des Stanserjoches gelegen haben müssen. Soll die Schubmasse sie vielleicht abgeschürft und vor sich hingeschoben haben? Dann müssten sie sich aber doch irgendwo vorfinden oder das tiefe Loch ausgefüllt haben, in das die Schubmasse nach dem Profil schliesslich hineingeraten ist. Oder soll die Oberfläche des Gebirges damals schon so stark durch Erosion umgestaltet gewesen sein? Wo sind denn dann die Alluvionen der Flüsse, welche dabei doch mitgewirkt haben müssten? Gerade hierin liegt für mich die Unmöglichkeit auf Ampferers Ideen einzugehen. Bei jeder Ueberschiebung haben wir zwei Teile zu unterscheiden, den einen der noch auf der Rissfläche liegt, über welche der Schub hinweggegangen ist, und den anderen, der sich schon darüber hinaus auf die Erdoberfläche geschoben hat. Dieser ist es, den ich als Stirnkörper dem eigentlichen Rumpf der Schubmasse gegenüber stelle. Ampferers Auffassung zwingt uns, in den Massen des Tristkogels, Bettlerkars u. s. w. den Stirnkörper zu sehen, der über die Gebirgsoberfläche hingeschoben worden ist. Nach meiner Auffassung ist der Schub von Norden erfolgt und was wir von ihm sehen, liegt noch auf der Zerreissungsfläche. Daher hat es nichts befremdendes, dass im basalen Teil am Stanserjoch die obere Trias und der Jura unter den hinübergeschobenen Myophorienschichten fehlen. Sie sind eben mit diesen zusammen in die Höhe geschoben und inzwischen von der Erosion abgetragen worden. Dahingegen darf man die kleinen Triasdecken zwischen Eng und Johannistal wohl als Stirnkörper einer Ueberschiebung auffassen, denn sie liegen in der Tat auf den jüngsten Sedimenten, welche hier überhaupt zum Absatz gelangt sind. Aber bei ihnen handelt es sich nur um sehr bescheidene Schubweiten von höchtens 2 km.

Die vorausgehenden Zeilen waren geschrieben, als eine neue Arbeit Ampferers erschien in den Verh. der k. k. geol. Reichsanstalt (1905) unter dem Titel: „Einige allgemeine Ergebnisse der Hochgebirgsaufnahme zwischen Achensee und Fernpass". Meine Erwartung, dass hier der Faden von 1903 im Sinne von Frech oder Lugeon weitergesponnen werden würde, erwies sich als unbegründet und es scheint, dass Ampferer sogar seine grosse Ueberschiebung Lamsenjoch-Tristlkogel aufgegeben hat, denn er sagt S. 123 „der nachweisbare Vorschub der Karwendelüberschiebung beträgt bis 4 km, die anderen Randvorschübe der älteren Trias über die Einbruchszonen sind durchaus

beträchtlich geringer . . . Aus den Aufschlüssen kann keinerlei Berechtigung zu dem Schlusse auf eine einheitliche Riesenüberschiebung abgeleitet werden."

Gegen diese neue Erklärung, welche Ampferer den tektonischen Verhältnissen gibt, habe ich natürlich sachlich nichts einzuwenden, weil sie nicht nur in der Hauptsache sondern auch in vielen Einzelheiten mit derjenigen übereinstimmt, die ich vor 17 Jahren gegeben habe. Nur meiner Verwunderung möchte ich Ausdruck verleihen, dass Ampferer dieser Tatsache sich nicht bewusst war und sogar ausdrücklich erwähnt, ich hätte zwar die „Einbruchzonen" nicht übersehen, aber als Firsteinbrüche gedeutet. Indessen freut es mich auch so, dass ein Gedankengang, der mir seinerzeit viel Arbeit aber auch viel Vergnügen bereitet hat, nun selbständig von anderer Seite aufgegriffen wird. Ich selbst bin inzwischen, wie aus dem vorstehenden Teile dieses Abschnittes, dessen Wortlaut ich absichtlich nach Erscheinen der letzten Arbeit Ampferers nicht abgeändert habe, hervorgeht, weitergegangen und sehe in der Annahme von kretazischen Einbrüchen vor der alpinen Faltung eine für die Erklärung der jetzigen abnormen Lagerungsverhältnisse zwar recht brauchbare, aber für sich allein doch nicht vollkommen ausreichende Hypothese.

Meine erstmalige Begründung dieser Hypothese findet man in der Zeitschr. des D. u. Oe. A.-V. „das Karwendelgebirge" 1888 S. 64 u. f., weitere Hinweise in meinem Querschnitt durch die Ostalpen 1894 S. 122.

4. Die Gegend bei Lunz in Niederösterreich.

Wenn ich aus der weiten Strecke, auf welcher die Längsverwerfungen sich vom Karwendel bis Wien hinziehen, gerade noch diesen einen Punkt herausgreife, so geschieht das nur um deswillen, weil ich ihn zur Stichprobe vor zwei Jahren ausgewählt habe. Ich wollte sehen, ob die grossen Längsbrüche, die Bittner in seinem bekannten Profil durch die Lunzer Kohlenlager eingezeichnet hat, mit meiner Annahme grosser Verschiebungen in der OW-Richtung in Einklang stehen. Wir haben hier den Vorteil über den nördlichen Teil des Profiles durch den Bergbau sicher aufgeklärt zu sein. Ich habe auf Grund von Begehungen und Einfahren ins Bergwerk das Profil gezeichnet. Die Kohlenflötze liegen in den oberen Horizonten des mächtigen Systemes von Lunzer Sandsteinen. Im Hangenden der Flötze aber noch im Sandstein steht eine Bank mit Corbis

Mellingi an, so dass mindestens der obere Teil dieses Sandsteines zu den Raibler Schichten gerechnet werden muss. Opponitzer Kalk und Hauptdolomit liegen darüber. In den unteren Horizonten des Sandsteines treten stärker als in den oberen Einlagerungen weicher Lettenschiefer ein. Kleine Querverwerfungen mit horizontaler Verschiebung bis zu 10 m sind im Bergwerk aufgeschlossen. Im Südflügel der Lunzer Mulde stellen sich die Schichten senkrecht und schliesslich sind sie sogar etwas überkippt. Unter den Lunzer Sandsteinen folgen erst grünbraun anwitternde lettige Schiefer, dann hellgraue silexreiche Kalke. Im Lechner Graben fallen dieselben infolge der Ueberkippung mit 45° nach Süd ein. Dann folgt eine kurze Strecke Waldgehänge ohne Aufschluss und darauf ein steil nach S. einschiessender dunkler Kalk, der mir zwar keine Versteinerungen lieferte, aber wohl als Muschelkalk gedeutet werden darf und der dann den ganzen Graben herauf von mächtigen Dolomiten überlagert wird. Es ist das kein Hauptdolomit, sondern der Dolomit der Dachsteinfacies, den Böse in Berchtesgaden als Ramsaudolomit bezeichnet hat und der, von Dachsteinkalk überlagert, die ganze mittlere und teilweise auch untere Trias vertritt. Wir haben also eine Faciesgrenze überschritten, oder nach Diener die Brühl-Altenmarkter Aufschlusslinie. Leider ist in diesem Graben diese Grenzlinie durch jenes

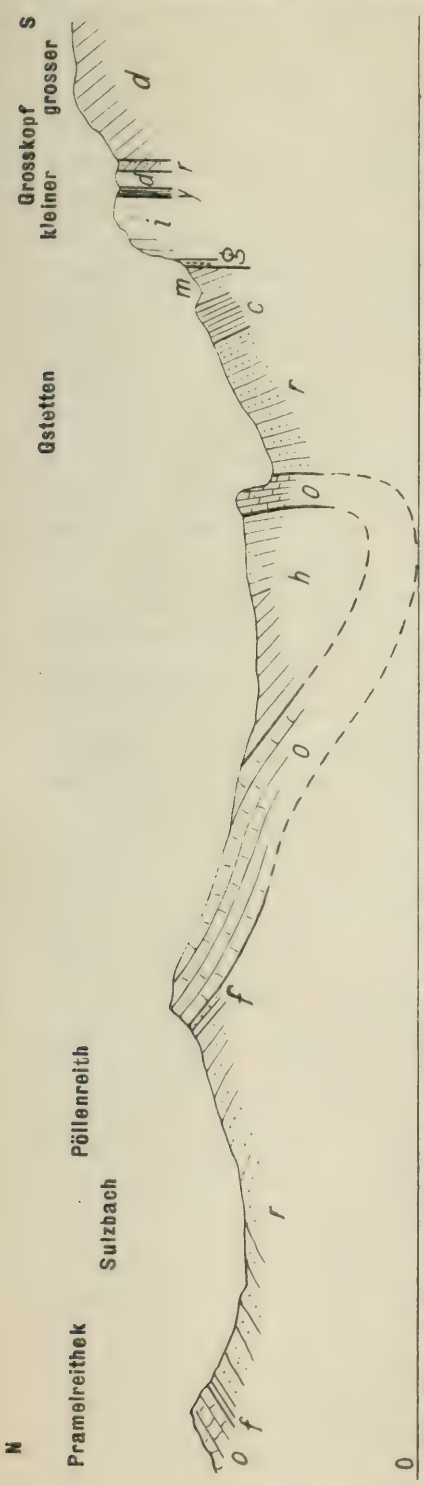


Fig. 87. m Muschelkalk, y Gipslager, c Cassianer (obere Reiflinger) Schichten, r Lunzer Schichten mit (f) Kohlenflötzen, o Opponitzer Kalk, h Hauptdolomit, d Ramsaudolomit, i Jura (?) kalk, g Gosauschichten. 1 : 37 500.

Waldgehänge verhüllt. Im Gstettner Graben können wir sie besser studiren. Auf die hellen silexführenden Kalke (Reiflinger Kalke) folgen in diesem Graben dunkle, dünnbankige feste Kalkbänke mit schiefrigen bis dünnplattigen Zwischenlagen, fast versteinerungsfrei, endlich stellen sich auch ein oder zwei Dolomitbänke darin ein. Da anderwärts in den oberen Reiflinger Kalken die Koninckina Leonhardi gefunden worden ist, so können diese auch hier wenigstens teilweise als Cassianer Aequivalente in Anspruch genommen werden, während alle tieferen Kalke dann den Muschelkalk zu vertreten hätten. Wir sollten nun immer höher im Gstettner Graben ansteigend den Buntsandstein zu treffen erwarten. Statt dessen stehen wir plötzlich an einer vertikal gestellten Kalkbank, die ganz erfüllt ist mit Actaeonellen. Es ist Gosaukreide. Eine kleine Querverschiebung oder Verrutschung lässt sie uns zweimal übereinander erscheinen, dann verhüllt der steile Waldboden das weitere bis wir zu einem hellen Kalkstein kommen, den wir schon all die Zeit in den hohen Steilwänden des kleinen Grosskopfes vor uns aufragen sahen und der auch auf der Westseite des Grabens das Gstettner Horn aufbaut. Es ist ein von zahllosen Calcitadern durchsetzter heller bis rötlicher Kalkstein, oft etwas brecciös, in dem man glaubt Versteinerungen finden zu müssen. Aber ich fand nichts, was allerdings dem Regen zugeschrieben werden kann, der das Suchen ungemein erschwerte. Da ich die Art, wie in dieser Gegend der Dachsteinkalk entwickelt ist, nicht kennen gelernt habe, so kann ich nicht sagen, ob er dazu gehören kann. Nach meinen Erfahrungen läge ein Vergleich mit Jurakalk oder Untersberger Marmor näher. Er ist undeutlich gebankt, aber auf dem Gipfel des Gstettner Hornes und auf der Südseite des kleinen Grosskopfes fallen die Bänke deutlich nach Süden ein. Auf dem Grat der vom kleinen zum grossen Grosskopf führt, steht im Süden dieses marmorartigen Kalkes ein Gipslager (Fig. 8 *i*) an mit grünen Letten und grauen und roten Sandsteinen. Sie werden dem Buntsandstein zugeschrieben und haben mit demselben, wie er bei Berchtesgaden entwickelt ist, in der Tat Aehnlichkeit. Dieser etwa 8 m breite Streifen wird im Norden von jenem fraglichen Marmor, im Süden von einem 50 m breiten Dolomitstreifen eingeschlossen, hinter welchem ein ungefähr ebenso breiter Streifen folgt, der aber aus flach nach Süd einfallendem Lunzer Sandsteinen und Letten besteht. Hinter ihm beginnt dann erst die weit ausgedehnte und bis zum Plateau des

Hühnerkogl heraufreichende Masse des Triasdolomites von der Art wie wir ihn vorhin im Lechner Graben kennen gelernt haben. Seine Bänke fallen ebenfalls nach S. ein. Die eigentlich ganz unmögliche diskordante Lagerung jenes fraglichen Marmors und der Gosauschichten auf den Schichtköpfen der Guttensteiner Schichten, wie sie Bittner auf seinem Profil eingezeichnet hat, habe ich also nicht sehen können. Nach meiner Beobachtung bilden diese verschiedenartigen Gesteine schmale Streifen und Zwickel, die zwischen grossen Längsspalten eingeklemmt und mitgeschleppt worden sind, während jener grossen horizontalen O-W-Verschiebungen, die zugleich mit starker seitlicher Pressung verbunden waren. Solange man blos an einfache vertikale Bewegungen oder Aufbruchserscheinungen denkt, wird man das Zusammenvorkommen dieser verschiedenartigen und schmalen Streifen nicht erklären können, von denen die einen nur auf grosse Einbrüche, die anderen auf grosse Hebungen hindeuten würden.

Meine Hoffnung, von diesen vielen Längsspalten irgendwo einen guten Aufschluss zu finden, der die Schubfläche mit Streifungen zeigen würde, ist leider nicht in Erfüllung gegangen. Aber immerhin scheinen auch hier die Verhältnisse ebenso wie weiter im Westen mit meiner Annahme grosser horizontaler Bewegungen in der Richtung der Alpenkette gut übereinzustimmen.

V. Die Brenner Ueberschiebung.

Die Herren Fritz Frech, A. von Krafft, R. Michael, Franz Eduard Suess und W. Volz haben in den Jahren 1891—94 mit Unterstützung des D. u. Oe. A.-V. im Gebiet des Brenners geologische Aufnahmen gemacht, deren Gesamtergebnis jetzt erst während des Druckes dieser Arbeit veröffentlicht worden ist.[1]) Das Studium der beigegebenen Karte hat mich überzeugt, dass ein offenkundiger Widerspruch zwischen ihr und der in den Begleitworten mitgeteilten tektonischen Auffassung besteht, der besonders deutlich bei Betrachtung des von Nord nach Süd gelegten Profiles auf Taf. IV hervortritt.

Nach Frech haben praealpine vielleicht mittelkretazische Brüche bez. Einbrüche die Erhaltung der Triasdecke beiderseits der Brennerlinie bewirkt (Pinnisbruch, Sillbruch, Inntalbruch, Absenkung der Zillertaler Gneisskuppel gegen NW). Die alpine Hebung äusserte sich dann einerseits gegen Norden in der Bildung einer einfachen liegenden Falte, anderseits gegen Süden in drei übereinander erfolgenden schuppenförmigen Ueberschiebungen. Die sich aufwölbende Kuppel des Tuxer Gneissgranites hat sich zwischen diese beiden „Ueberschiebungszonen" eingedrängt, aber im Westen konvergiren letztere und stossen im Obernbergertal direkt aneinander. Serlos, Steinacherjoch und die Tarntalerköpfe gehören zur nördlichen liegenden Falte, Tribulaun, Santigjöchl und Schleierwand zu der südlichen Schuppenzone.

Betrachten wir ohne Rücksicht auf diese „tektonische Theorie" (l. c. S. 88) das Kartenbild, so lese ich daraus folgendes ab: Die bis über 1000 m mächtige Trias bildet von der Schleierwand im Süden bis zur Saile im Norden eine über 30 Kilometer lange Platte, die auf dem Stubaier- und Oetztaler Glimmerschiefergebirge ruht und ziemlich

---

[1]) Fritz Frech. Ueber den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen mit besonderer Rücksicht auf den Brenner. Wissenschaftl. Ergänzungsheft zur Zeitschrift des D. u. Oe. A.-V. II. Bd. I. Heft. 1905.

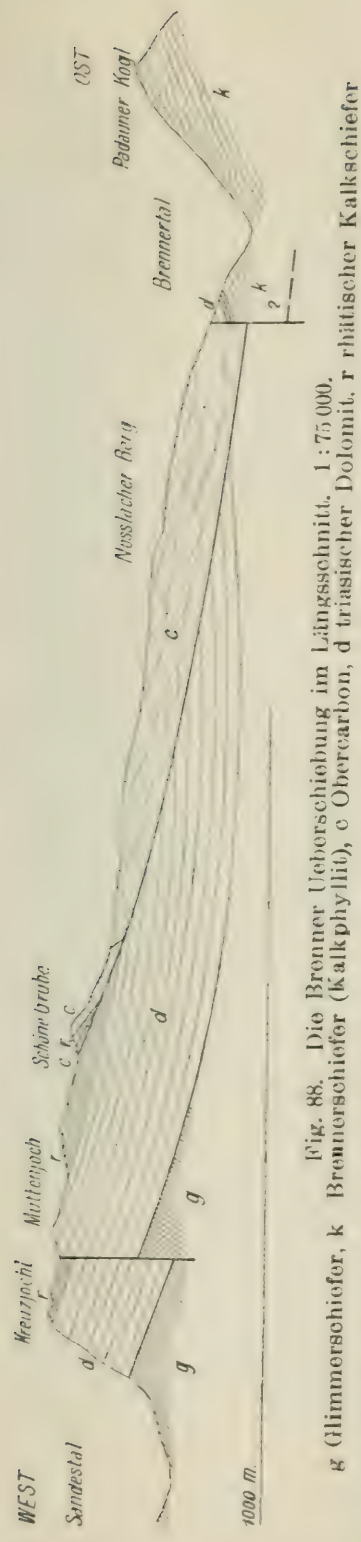


Fig. 88. Die Brenner Ueberschiebung im Längsschnitt. 1 : 75 000.
g Glimmerschiefer, k Brennerschiefer (Kalkphyllit), c Obercarbon, d triasischer Dolomit, r rhätischer Kalkschiefer

gleichmässig gegen Osten geneigt ist unter einem Winkel von durchschnittlich etwa 5°. Diese Platte, obschon jetzt von drei Tälern (Stubai, Geschnitz und Pflersch) durchschnitten, ist ursprünglich ein zusammenhängendes Ganze gewesen und besteht zu unterst aus vorwaltendem Dolomit (Hauptdolomit der Karte), zu oberst aus Kalkschiefer (Rhät) und trägt auf der Kesselspitz noch einen Rest von Lias. Auf diese Platte legen sich am Steinacherjoch karbonische, am Santigjöchl Quarzphyllite oben auf. Ihre Auflagerungsfläche ist wie die Triasplatte selbst gegen Osten geneigt, aber etwas stärker. Infolge dessen wird die Triasplatte schräg abgeschnitten und hat im Westen eine grössere Mächtigkeit als im Osten, wo die rhätischen Schichten bereits ganz fehlen und auch der Dolomit nur noch geringe Mächtigkeiten zeigt. Die Auflagerungsfläche ist im einzelnen durch allerhand Unregelmässigkeiten ausgezeichnet und besonders dadurch, dass auf kurze Strecken die Ueberlagerung der Trias durch die älteren Schiefer sich zweimal übereinander wiederholt. Daraus und weil am Santigjöchl auch über dem Quarzphyllit noch kleine Reste von Triasgesteinen liegen, ist zu schliessen, dass Karbon und Quarzphyllit auf einer gegen Westen sanft ansteigenden Fläche über die Trias geschoben worden sind. Im Serlosgebiet ist ebensowenig wie bei den Kalkkögeln von dieser Ueberschiebungsdecke etwas zu bemerken, doch kann der kleine Karbonrest oberhalb Trins am Kalbenjoch als

der letzte Rest der ursprünglich nach Norden weiter ausgedehnten Schubmasse gedeutet werden.

Diese Schubmasse hat gegen Osten unmittelbaren Zusammenhang mit den Kalkphylliten des Brenners, aber zwischen beide fällt die Fortsetzung der Silltal-Verwerfung, die auf der Karte bei Schönberg beginnt und bei Steinach endet. Dass sie dort nicht so plötzlich verschwinden kann, ist klar und der Karte widerspricht es nicht, wenn man sie über Nösslach nach St. Jacob weiter fortsetzt. Bei Nösslach liegen über dem Kalkphyllit noch einige Reste von Triasdolomit, die aber an ihrer Basis „Tarntaler Quarzitschiefer" führen. Solche Schiefer fehlen aber der grossen westlichen Triasplatte als Unterlage ganz, sie kommen nur im Osten vor und nichts scheint uns ausserdem zu berechtigen anzunehmen, dass das Karbon des Steinacherjoches auf diesen Trias-Resten liege, trotzdem es im Westen orographisch eine grössere Höhe erreicht. Wenn aber das Karbon des Steinacherjoches und der Quarzphyllit des Santigjöchl die westlichen Ausläufer des östlichen Brennergebirges sind, was aus der Karte unmittelbar herausgelesen werden muss, dann ergibt sich zugleich, dass dieses ganze östliche Gebirge westwärts über die Stubaier-Triasplatte geschoben worden, dass ausserdem aber auf der Sill-Verwerfung der östliche Teil eine Senkung erfahren hat, so dass dort die Ueberschiebungsfläche unter die Sohle der Täler zu liegen gekommen ist. Dieser Deutung entsprechend habe ich die Ueberschiebungslinien und späteren Verwerfungen auf meiner Uebersichtskarte und in Figur 88 eingetragen.

Es bleibt uns nun aber übrig zu untersuchen, weshalb Frech nicht zu einem gleichen oder doch wenigstens ähnlichen Schlusse gekommen ist. Ich glaube zwei verschiedenen Ursachen die Schuld zumessen zu dürfen. Die erste liegt in der Befangenheit der Jahre 1891—94. Damals ahnte man noch nichts von dem Vorhandensein grosser Ueberschiebungen, deren Bewegungsrichtung mit der Längsrichtung der Alpen zusammenfiele. Schuppen und Ueberfaltungen suchte man fast ausnahmslos mit dem Streichen der Schichten in Uebereinstimmung zu bringen, und so war in den Ostalpen damit auch als Voraussetzung die Nordsüdlinie für diese tektonischen Bewegungen gegeben. Die zweite Ursache finde ich in Ungenauigkeiten teils der Aufnahmen, teils der Profilzeichnungen.

1. Das Hauptprofil auf Tafel IV ist nicht genau gezeichnet. Konstruirt man die Basislinie hinein, welche der

Höhe des Meeresspiegels entspricht, so steigt dieselbe von Norden gegen Süden an, liegt unter dem Nösslingerjoch etwa 270 m zu hoch und senkt sich erst steiler dann langsamer bis zum südlichen Ende, wo sie sogar etwas unter den Meeresspiegel gerät. Sollte damit die Krümmung der Geoids angedeutet sein wollen, so wäre das eine starke Uebertreibung. Die Quarzphyllite und karbonischen Schichten sind so eingezeichnet, als bildeten sie eine nach der Mitte zu muldenförmig eingebogene Decke, deren Basis unterhalb der Ortschaft Obernberg in einer Meereshöhe von 800 m läge. Dass dies den Eintragungen der geol. Karte nicht entspricht, geht daraus hervor, dass $1^1/_2$ km oberhalb dieses Ortes der unter den palaeozoischen Gesteinen liegende Triasdolomit im Tal statt bei 800 bei 1500 m Meereshöhe ansteht und von dieser Stelle noch Hunderte von Metern am Gehänge heraufreicht. Nimmt man also, was jedenfalls der Wirklichkeit viel näher kommt, an, dass jener Dolomit unter Obernberg schon in einer Tiefe von 100 oder 200 m zu erreichen wäre, dann bildet die Ueberschiebungsfläche auf dem Profil (Fig. 89) nur noch eine ganz flache Kurve, deren nördlicher Arm geradlinig verlängert just auf den Karbonfetzen am Kalbenjoch, und deren südlicher Arm die Glimmerschieferdecke auf der Schleierwand trifft. Das Ganze stellt dann eine einzige grosse Schubdecke dar, zu deren Erklärung die phantastisch geschwungenen Schlangenlinien des Profiles ganz unnötig erscheinen. Viel stärker als diese Ungenauigkeit macht sich aber eine andere Inkongruenz zwischen Profil und Karte geltend. Die Karte und sogar der beschreibende Text lässt darüber keinen Zweifel aufkommen, dass die Trias mit ihrer Basis normal auf dem Stubaier Glimmerschiefer aufliegt. Das gilt in gleicher Weise für die Kalkkögel, den Serlos und den Tribulaun. Auf dem Profil hingegen ist ein Unterschied gemacht. Die Trias des Steinacherjoches liegt normal auf dem Glimmerschiefer, diejenige des Pflerschtales nicht. Hier soll sie als abgerissener Muldenteil über den Glimmerschiefer heraufgeschoben sein. Und doch sehen wir von alle dem nichts auf der Karte eingetragen, sondern diese gibt auch im Pflerschtale als Hangendes der Trias ganz normal die rhätischen Kalkschiefer als Basis den Hauptdolomit an, und diese beiden Horizonte streichen ohne Unterbrechung nach Norden unter das Karbon des Steinacherjoches hinunter. Sie müssen also da wie dort die gleiche tektonische Rolle spielen. Zeichnet man also das Profil richtig, wie es der Karte

entspricht, dann erhält man etwa ein Bild, wie es unsere Figur 89 gibt und man sieht sogleich, dass alle Spuren von einer liegenden Falte gegen Norden und von schuppenartigen Ueberschiebungen gegen Süden verschwunden sind.

2. In der Annahme einer liegenden, gegen Norden geöffneten Mulde ist Frech ohne Zweifel durch die Ergebnisse der Suess-schen Aufnahmen an den Tarntaler Köpfen bestärkt worden. Dieselben wurden mit einer geolog. Karte vor 11 Jahren veröffentlicht.[1]) Ich habe sogleich nach deren Erscheinen dem Autor mitgeteilt, dass in mehreren nicht unwichtigen Punkten seine kartographischen Ergebnisse von denjenigen abweichen, die ich bei Entwurf meines Querschnittes durch die Ostalpen erlangt hatte. Da ich inzwischen nicht wieder in dieses Gebiet gekommen bin, so unterliess ich eine öffentliche Besprechung dieser Differenzen, aber nachdem jene Karte jetzt unverändert wieder zum Abdruck gekommen ist, halte ich es für nötig auf diejenigen Punkte näher einzugehen, welche für die tektonische Auffassung des ganzen Gebietes bestimmend geworden sind.

Fr. E. Suess sieht in den Tarntalerköpfen eine vollständig liegende Triasmulde, die nach Norden geöffnet ist, und Frech hat sie mit seiner Steinacher Falte als ein grosses tektonisches Glied zusammengefasst. Ich habe seinerzeit die Trias zwar als stark seitlich zusammengepresst und gefaltet

Fig. 89. Die Brenner Ueberschiebung im Querschnitt. 1:75 000.
g Glimmerschiefer, q Quarzphyllit, o Ober-Carbon, d triasischer Dolomit, r rhätischer Kalkschiefer, k triasischer Kalk.

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1894.

beschrieben, aber in normaler Aufeinanderfolge aller ihrer Glieder und angegeben, dass die Koessener Schichten, welche die Trias krönen, noch von wahrscheinlich liasischen Schiefern überdeckt werden, in die lagerförmige Serpentingänge eingedrungen sind. Diese oberen Kalk- und Tonschiefer schliessen ausserdem ein Wetzschieferlager ein, das früher viel ausgebeutet worden ist.

Suess hat nun diese oberen Schiefer mit gewissen Schiefern, die in diesem Gebiete an der Basis der Trias und über den Phylliten vorkommen, identifizirt und damit seine liegende Falte begründet. Da man aber nirgends die liegenden in diese hangenden Schiefer übergehen sieht, da in beiden Versteinerungen vollständig fehlen, so halte ich diese Identifizirung für sehr zweifelhaft. Die Tatsache, dass die Serpentine nicht nur in den hangenden Schiefern, sondern an einigen Stellen auch in jenen liegenden Schiefern vorkommen, können nach meiner Meinung nichts beweisen, weil dies ja Eruptivmassen sind, die in jüngere Sedimente überhaupt nicht eindringen können, ohne ältere zu passiren. Mehr Wert lege ich auf die Tatsache, dass die Koessener Schichten über dem Hauptdolomit und nicht in seiner Mitte liegen, was doch zu erwarten wäre, wenn wir es hier mit einer liegenden Falte zu tun hätten, in deren Kern als jüngstes Glied die Koessener Schichten liegen sollten. Ich frage ferner, hat man die supponirte muldenförmige Umbiegung hier, wo alles vorzüglich aufgeschlossen und durch keinerlei Waldbedeckung verdeckt ist, irgendwo gesehen? Darauf erhalten wir die Antwort: Nein! Ich frage weiter, hat irgend jemand diese älteren Phyllite, welche die Unterlage der Trias bilden, im Hangenden der angeblich in die Phyllite eingefalteten Trias gesehen? Nein!

Solange die Beweise für diese liegende Mulde so mangelhaft sind, darf man sie uns nicht als eine Tatsache präsentiren, sondern man muss nach besseren Beweisen suchen. Eine genaue Kartirung der Tarntalerköpfe in grösserem Masstabe wäre da sehr lohnend und würde zugleich zeigen, dass sehr wichtige Vorkommnisse auf der Karte von Fr. E. Suess ganz fehlen, vor allem dass Hauptwetzsteinvorkommen am Fusse der Dolomitwände südsüdwestlich von den Hütten der Lizumalp. Auch das ältere Gebirge bedarf einer gründlicheren Kartirung. Die Grenzen zwischen den Kalkphylliten (Brennerschiefer) und den Quarzphylliten bez. den Karbonphylliten verläuft nicht so wie

angegeben und die Abgrenzung der beiden Phyllitarten ist ganz problematisch. Doch will ich auf diese Dinge, weil sie für die uns momentan interessirende Frage „Ueberfaltung nach Norden oder Ueberschiebug nach Westen“ keine Bedeutung haben, nicht näher eingehen, sondern nur noch erwähnen, dass die z. T. klastischen und ganz kalkfreien Gesteine auf der Höhe des hintern Tuxerjoches, die ich seinerzeit als Karbon gedeutet habe, gar nicht ausgeschieden, sondern als Kalkphyllit kartirt sind und dass der sie begleitende Eruptivgang dicht neben dem Passwege ebenfalls fehlt. Von da bis zum Kaseren-Grat bezw. dem Hochstegenkalkzuge schalten sich drei ziemlich mächtige Marmor- bezw. Dolomitlager in die Kalkphyllite ein. Man kann sie ganz gut kartographisch ausscheiden. Ich halte sie für Altersgenossen des Brennerschiefers. Sobald so ein Lager nicht aus Kalk, sondern aus Dolomit besteht, stellt Frech es in die Trias (S. 827), weil Gümbel einmal hervorgehoben hat, dass der Magnesiagehalt triasischer Schichten einen guten Unterschied von den rein kalkigen Gesteinen der Kalkphyllit-Formation bilde. Da sieht wirklich so aus, als ob es keine palaeozoischen Dolomite gäbe und als ob das Auffinden von Versteinerungen zur Bestimmung der Altersverhältnisse durch ein Tropfen Salzsäure ersetzt werden könnte. Ich halte eine solche petrographische Stratigraphie für sehr bedenklich, besonders in einem Gebiete, dessen Bau so verwickelt und schwer zu deuten ist.

VI. Ein Nachtrag zu Abschnitt I.

Der Liebensteiner Rudistenkalk.

Den „Aptychenkalk" bei Liebenstein, halbwegs zwischen Hindelang und Sonthofen, habe ich vor 20 Jahren kennen gelernt anlässlich einer geologischen Exkursion, die ich mit meinen Zuhörern in die Vilser Alpen unternommen hatte und wobei wir auf dem Heimwege den Steinbruch bei der Zementfabrik an der Landstrasse im Vorbeigehen besuchten. Es war mir damals aufgefallen, dass wir in diesen Gesteinen trotz eifrigen Suchens keine Spuren von Aptychen finden konnten, doch entstanden mir daraus keine Zweifel an der Richtigkeit der Gümbel'schen Altersbestimmung, sondern ich schloss daraus, dass die Aptychenkalke nicht immer Aptychen führen — eine Erfahrung, die auch anderwärts gemacht worden ist.

Da aber durch die neueren Arbeiten von Steinmann und Lorenz Zweifel in mir rege wurden über das Alter und die normale Lagerung dieses Kalkes, so beschloss ich demselben in diesem Sommer einen Besuch abzustatten. Es war dafür eine studentische Exkursion in Aussicht genommen, welche ich Ende Juni in die Allgäuer Alpen führen wollte. Infolge eines unerwartet eingetretenen Hindernisses musste ich aber die Führung Herrn Dr. Broili überlassen, der, ähnlich wie ich vor 20 Jahren, den Steinbruch an der Strasse auf dem Heimwege streifte und ebenfalls das Fehlen der Aptychen sowie auch der Hornsteine feststellte. Einer seiner Begleiter, Herr Pater Richards, hatte aber das Glück, Sphäruliten in dem roten Kalke zu finden. Es war ein grösseres von der Steilwand abgestürztes Bruchstück, in dem mehrere Gehäuse von Sphäruliten stecken. Ueber die Richtigkeit der generischen Bestimmung kann ein Zweifel nicht bestehen, aber die Spezies lässt sich leider nicht feststellen. Doch war damit wenigstens das cretazische Alter sicher erwiesen. Im Juli unternahm ich dann in der Hoffnung auf noch weitere Rudistenfunde eine zweitägige

Uebungsaufnahme mit meinen Praktikanten dahin, durch welche die geol. Verhältnisse der Umgebung des Liebensteiner Steinbruches so festgestellt wurden, wie es die beistehende Kartenskizze angibt. Merkwürdigerweise gelang es uns aber nicht weitere Rudisten zu finden, obwohl der glückliche Finder der ersten Expedition bei uns war.

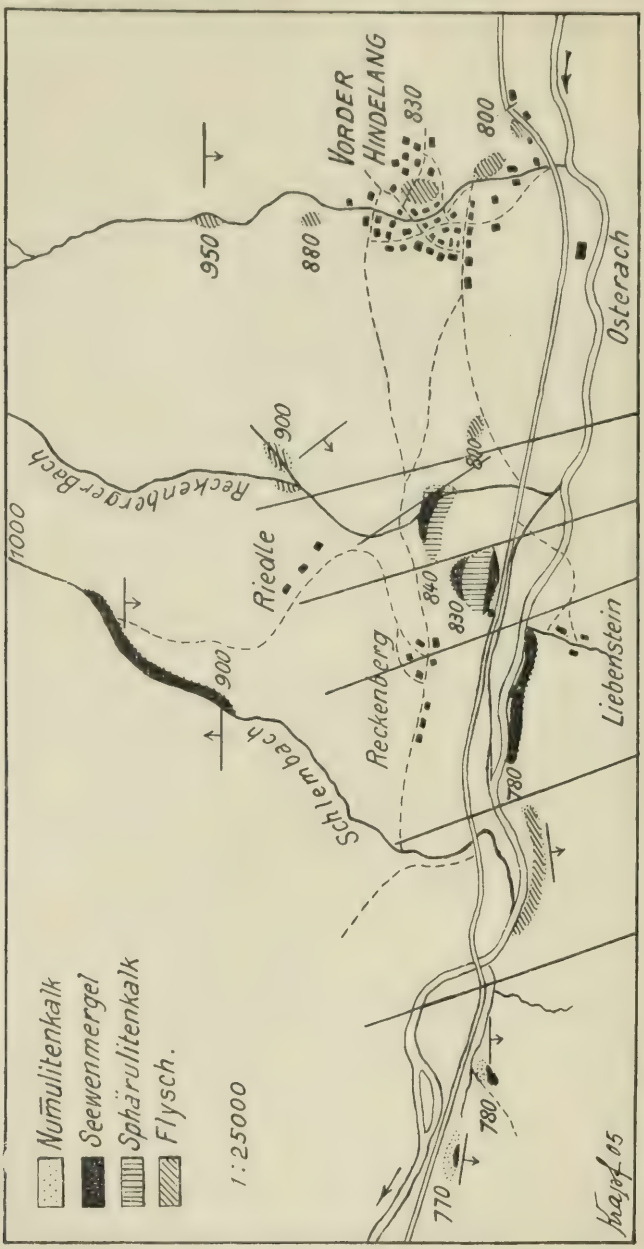


Fig. 10.

Palaeontolgisch konnten wir nur soviel feststellen, dass diese roten und grünlichweissen Kalke und Kalkmergel stellenweise ganz erfüllt sind von Foraminiferen, dass sie aber

ab und zu auch Bruchstücke dicker Inoceramenschalen einschliessen, was mit dem Vorkommen von Rudisten und der kretazischen Altersbestimmung im guten Einklang steht.

Die dickbankigen Kalksteine, aus denen jene Rudisten stammen, und die sich durch Vorherrschen der roten Farbe auszeichnen, werden in jenem Steinbruch von grauen bis grünlichen dünnplattigen bis schiefrigen sehr foraminiferenreichen Mergeln überlagert (die Schichten stehen zwar sehr steil, haben aber doch deutliche Neigung nach Süden), die sehr an die petrographische Ausbildung der echten Seewenmergel erinnern. Dem Gesteinscharakter nach ganz gleiche Mergel treten aber auch auf der Nordseite des roten Kalkes auf der Höhe des Hügels auf, in dem jener Steinbruch angelegt ist. Fasst man beide als Seewenmergel auf, so müsste entweder der rote Kalk als Seewenkalk und dann das ganze als ein steiles nach Norden etwas überkipptes Gewölbe, oder der Kalk als eine wenigstens 90 m mächtige Einlagerung im Seewenmergel aufgefasst werden. (Fig. 91.)

Fig. 91.
c_1 Rudistenkalke, c_2 foraminiferenreiche (Seewen?)mergel. 1:5000.

Am Südufer der Osterach liegt ein zweiter Steinbruch, der allein gegenwärtig zur Zementfabrikation abgebaut wird. Hier herrschen die grauen bis weissen Mergel vor, alle Schichten stehen sehr steil und zeigen daneben mancherlei kleine Verbiegungen und Störungen durch Verwerfungen. (Fig. 92). Ein drittes Vorkommen liegt endlich im Osten von Reckenberg und ist durch den gleichnamigen Bach aufgeschlossen. Rote Kalke werden auch hier von den grauen Mergeln auf der Nordseite unterlagert, während auf der Südseite Moränenbedeckung alles verhüllt. Im Bachriss hingegen ist in ausgezeichneter Weise eine Querverwerfung aufgeschlossen, durch welche der rote Kalk auf der Ostseite gegen Norden vor- und in das Niveau der Mergel hereingeschoben worden ist.

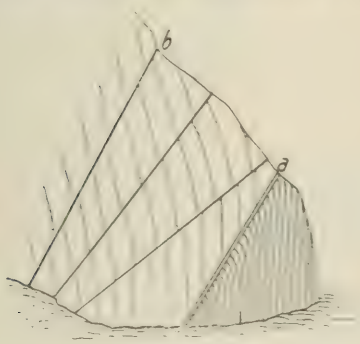


Fig. 92.
Westecke des linksufrigen Zementbruches. Vorwiegend dickbankige und rötliche Kalksteine (wie in Fig. 91 c_1) über schiefrige bis dünnplattige graue Mergel geschoben.

Die Stelle ist dadurch gekennzeichnet, dass dort der kleine Bach über die Kreidefelsen wasserfallartig herabfliesst. Rings um diese drei Aufschlüsse tritt der echte fucoidenführende Flysch auf, aber so, dass er mit der Kreide nicht in Berührung tritt, oder wenn dies tatsächlich der Fall sein sollte, dass die Berührung allerorten durch das Diluvium verdeckt ist. Nur im oberen Schlembach zwischen 880 und 980 m Meereshöhe stehen Mergel und sandige Gesteine an, die ich nach den Proben, welche Herr Richarz von dort mitgebracht hat, nicht für Flysch, sondern für oberste Kreideschichten halten muss. Von besonderer Wichtigkeit ist ein kleiner Aufschluss südlich der Poststrasse und 1 km westlich von dem Zementbruch an dem Talgehänge der Osterach. Dort liegt über steil nach Süden einfallendem nummulitenreichem Kalkstein grauer Seewenmergel, der Gehäuse von Terebratula carnea in Menge einschliesst. Dieser Fundplatz ist von Prof. Reiser vor vielen Jahren entdeckt, aber bisher noch nicht beschrieben worden. Wie bei Liebenstein liegen auch hier die Schichten überkippt und da die Seewenmergel, denen des Zementbruches z. Teil recht ähnlich werden, so erscheint es naheliegend, in jenen die westliche Fortsetzung des Liebensteiner Kreidegewölbes zu vermuten. Etwa 200 m westlich von dem Carnea-Aufschluss und ebenfalls am südlichen Talrand liegen dicht nebeneinander zwei andere, von denen der erste in Fig. 93 abgebildet ist und in gleicher Weise die Lagerung der Seewenmergel über dem Eocän zeigt. Nur fehlt hier die Terebratula. Der nächste Aufschluss besteht nur aus eisenreichem Nummulitenkalk und hat in früherer Zeit zu einem Bergbauversuch Veranlassung gegeben. Aus diesen Tatsachen und der beigegebenen Kartenskizze lassen sich folgende Ergebnisse ableiten: 1. Es liegen keine Anzeichen dafür vor, dass der Liebensteiner Kalk infolge von Ueberschiebung auf dem Flyschgebirge oben darauf läge.

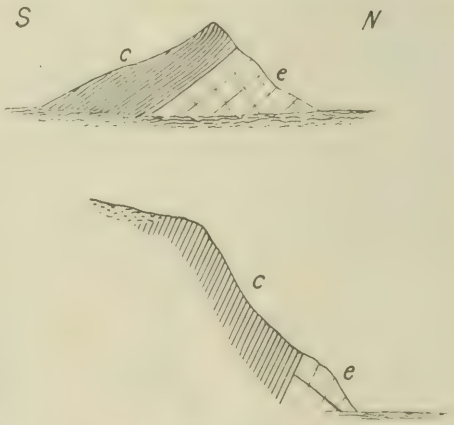


Fig. 93.
Die beiden Aufschlüsse im Westen des Kartenblattes (Fig 90).
c Seewenmergel mit Terebratula carnea, e Nummulitenkalk.

2. Dieser Kalk gehört jedenfalls der oberen Kreide (dem Senon oder Turon?) an und bildet wahrscheinlich einen nach Norden überkippten Sattel, der in den überkippten Senonmergeln und Nummulitenkalken des unteren Osterachtales seine westliche Fortsetzung hat.

3. Querverschiebungen haben die einzelnen Teile dieses ost-westlich streichenden Gewölbes aus einander gerückt, so dass sie nicht mehr genau in ein und derselben Streichrichtung liegen. Nur einer dieser Querbrüche ist wirklich zu sehen, die andern sind auf der Fig. 90 hypothetisch eingetragen.

4. Die Beziehungen des Flysches zu diesen Kreide- und Eocänschichten sind unklare und werden sich erst sicherer erkennen lassen, wenn einmal die weitere Umgebung genau kartirt ist. Wenn der Flysch tektonisch mit der Kreide unmittelbar zusammenhängen sollte, was aber keineswegs feststeht, dann gäbe es nur zwei Möglichkeiten, nämlich dass er entweder jünger als der Nummulitenkalk, also obereocän bez. oligocän, oder älter als die Kreide wäre, mithin cenomanes oder noch höheres Alter hätte.

VII. Ueberblick über die Bewegung der rhätischen Schubmasse als Ganzes.

Bisher haben wir uns bemüht, die Grenzen im einzelnen festzustellen, welche das Deckgebirge von seiner Unterlage trennen, und die Struktur der Schubdecke in allen ihren Eigentümlichkeiten kennen zu lernen. Es war eine langwierige Arbeit, die uns zugleich ins Bewusstsein brachte, über wie vieles noch die Meinungen geteilt sind und wie häufig wir noch ganz im dunklen tasten. Es macht sich eben bemerkbar, dass wir im Anfang einer Periode stehen, welche die tektonischen Verhältnisse unter ganz neuen Gesichtspunkten betrachtet, die von denen unserer Vorgänger recht verschieden sind. Deswegen gilt uns jedoch die Arbeit dieser weder als entwertet noch als vergeblich getan, wie ängstliche Gemüter befürchten; nur ist uns die Einsicht gekommen, dass die Höhe der Erkenntnis, auf der uns jene früher erschienen, noch lange nicht der höchste Gipfel ist, der erklommen werden muss, und darum rüsten wir uns zum weiteren Aufstieg, sind zum Teil auch schon ein Stück Weges vorwärts gekommen. Aber dieser Weg ist steinig und mühsam, und so wollen wir jetzt einen Augenblick rasten und Ausschau halten, ob die neu errungene Höhe uns einen weiteren Fernblick gewährt und bisher Verborgenes enthüllen kann.

Wir nehmen die tektonische Uebersichtskarte zur Hand. Rote Linien bezeichnen lange Züge von Verwerfungen. Sie umgrenzen die rhätische Schubmasse im Norden vom Stauffen bei Reichenhall bis Hindelang, im Süden vom Gailtal her bis Livigno. Am Ostrand der Karte liegen diese Grenzen rund um 120 km von einander ab, folgen wir aber der Schubmasse noch weiter nach Osten über den Kartenrand hinaus bis gegen die ungarische Tiefebene, dann beträgt dort der Abstand beider Ränder sogar 200 km. Gegen Westen wird er kleiner. Auf dem Meridian von Innsbruck erreicht er sein Minimum von ungefähr 100 km,

um dann bis zum Meridian des Stilfserjoches wieder um 15 km zuzunehmen. Von da ab jedoch geht die Einfachheit und Regelmässigkeit der Umgrenzung verloren. Von Hindelang weg läuft die Grenzlinie mit zahllosen Ein- und Ausbuchtungen in südwestlicher Richtung nach Vaduz im Rheintal, biegt dann rechtwinkelig um und wird sogar bis zur Sulzfluh rückläufig. Doch wendet sie sich dort zuerst bis Klosters nach Süden, dann von Neuem gegen SW bis Parpan und rein nach Süden bis Oberhalbstein. Von hier ab macht sich eine eigentümliche Zerfetzung geltend, breite Zonen des basalen Gebirges schieben sich durch die Deckmasse, ohne mehr von ihr bedeckt zu sein, und trennen so das Piz d'Err-, Piz Julier- und Bernina-Massiv von der Hauptmasse des rhätischen Schubes als eine grosse Insel ab. Die Grenze der geschlossenen Hauptmasse hingegen verläuft ostwärts über den Albula ins Inntal und dann in schwachem Bogen über Livigno aufs Stilfserjoch, wo sie sich mit der schon erwähnten Südgrenze zusammenschliesst. Im Inneren der Schubmasse bemerkt man eine grosse längliche Lücke — es ist das Unterengadiner „Fenster", durch welches man das basale Gebirge hervorschauen sieht.

Als *Stirnrand* bezeichne ich den Teil der Grenzlinie, welcher Hindelang mit Livigno verbindet, die übrigen Grenzstücke gehören der *nördlichen* und *südlichen Randspalte* an. Vor dem Stirnrand liegen noch eine grosse Anzahl kleiner Vorposten des Schubes, die früher mit ihm zusammenhingen, dann aber durch die rückwärts einschneidende Wirkung der Erosion von ihm abgetrennt wurden. Auch das Fenster ist durch die Erosion geöffnet worden.

Die Länge der ganzen Schubmasse bemisst sich nach dem Abstand des Meridianes von Chur und Wien auf rund 500 km.

Die Unterscheidung zwischen Stirnrand und nördlicher bez. südlicher Randspalte stützt sich nicht etwa nur auf die Verschiedenartigkeit des linearen Verlaufes, sondern in erster Linie auf ihre tektonische Andersartigkeit. Die nördlichen und südlichen Grenzlinien bedeuten den Ausstrich von longitudinalen Spalten, die zumeist sehr steil oft ganz senkrecht stehen, die aber niemals so flach werden, wie das bei den Spaltflächen der Fall ist, welche durch ihren Ausstrich den Stirnrand bilden und die meist nur schwach gegen Osten geneigt sind, manchmal auch ganz horizontal liegen oder sogar eine westliche Neigung besitzen.

Auf den Randspalten ist die Schubmasse in das basale Gebirge eingesenkt, am Stirnrand hingegen liegt sie demselben flach oben auf. Die Bewegung der Schubmasse war also durch die Randspalten in feste Bahnen eingezwängt und konnte nur von Osten nach Westen vor sich gehen, wo sie dann aus diesen Hemmnissen heraus kam und sich über die Höhen und Niederungen der damaligen Landes-Oberfläche hingleitend von diesen wenigsten zum Teil ihren Weg vorschreiben lassen musste. Diesen freien am Ende der Randspalten beginnenden und von dem Stirnrand umsäumten Teil der Schubmasse nenne ich ihren *Kopf*, der an den von den Randspalten umschlossenen *Rumpf* anstösst. Die Grenzlinie zwischen beiden lässt sich mit Genauigkeit nicht feststellen. Nur soweit es mir sicher zu sein scheint, habe ich die Ausdehnung des Kopfes durch Punktirung in Figur 89 markirt. Danach beträgt seine Länge vom Stirnrand aus gemessen im Maximum 90 km, im Süden aber nur halbsoviel. Diese Ungleichmässigkeit ist aber wahrscheinlich keine ursprüngliche, sondern durch spätere Dislokationen hervorgerufen, die auf der Engadiner Inntalspalte sich vollzogen haben. Ihr schreibe ich auch die scharfe Begrenzung des Unterengadiner Fensters auf der SO-Seite zu. (Siehe die Uebersichtskarte.)

Die Mächtigkeit der Schubdecke im Kopf ist weniger bedeutend als die im Rumpf und scheint überhaupt im allgemeinen gegen Osten zuzunehmen. Am Stirnrand ist sie oft sehr unbedeutend, steigt aber nach meinen profilmässigen Darstellungen nicht selten bis zu 1500 Meter. Im Osten, wo selbst die tiefsten Täler das basale Gebirge nicht mehr anschneiden, ergibt sich das Minimum der Mächtigkeit unmittelbar aus den Höhendifferenzen zwischen Tal und Bergesgipfeln. Gegen den Rumpf hin übersteigen diese Zahlen zuweilen schon 1500 und im Rumpf selbst erreichen sie nicht nur häufig 2000, sondern auch noch höhere Beträge.

Aus dieser Tatsache, dass die Dicke der Schubmasse im Kopf nur eine geringe ist und gegen Osten auch nur wenig und langsam zunimmt, im Rumpf aber durchweg grösser als im Kopf ist, ziehe ich den Schluss, dass auch im Rumpf die Dickenzunahme gegen Osten zwar steigt, aber nur langsam. Andernfalls wäre es kaum möglich, die im Verhältnis zur Länge so geringfügige Mächtigkeit der Schubmasse im Kopf zu begreifen. Am äussersten Stirnrand (siehe Tafel I der Alpenforschungen I. Teil) liegt

die Basis der Schubmasse abwechselnd zwischen 900 und 2700 m Meereshöhe. Im Unterengadiner Fenster treffen wir noch bedeutendere Höhenlagen. Es geht daraus hervor, dass die Unterlage des Kopfes eine sehr unregelmässige Fläche darstellt mit nicht unbedeutenden Anschwellungen und Vertiefungen. Manche dieser Unebenheiten sind erst später nach der Ueberschiebung entstanden, und wie viel davon schon ursprünglich vorhanden war, ist kaum mehr nachweisbar. Wie dem aber auch sei, so viel ist sicher, dass die darüber liegende Schubmasse nur aus den oberflächlichsten Gesteinen der Erdkruste besteht. Mehrfach liegen auf ihrer Oberfläche noch die jüngsten Sedimente, welche überhaupt zum Absatz gelangt sind (Flysch und oberer Jura). Im Allgäu und in Vorarlberg ist das älteste Glied, das sich am Aufbaue der Schubmasse beteiligt, meistens der Hauptdolomit, selten kommen noch die tieferen Glieder der Trias hinzu. Im Rhätikon stellt sich allerdings auch noch die Unterlage der Trias ein, im Silvretta-Massiv herrschen die krytallinen Schiefer endlich ganz vor, aber weiter im Süden stellt sich wieder die Trias und der Jura auf weite Strecken ein. Auch die granitischen Massen im Engadin, die ihrer Entstehung nach Tiefengesteine sind, waren schon lange vor der Ueberschiebung ganz an die Oberfläche gekommen, sodass Rötidolomit und Jurasedimente sich auf ihnen absetzen konnten, die zum Teil auch jetzt noch auf ihnen liegen. So gewiss es ist, dass die Erosion schon grosse Teile der Schubmasse wieder entfernt hat, so hat sich diese Abtragung doch mehr in der Ausräumung der Täler, als in einer allgemeinen Abnivellirung geäussert, und wir haben kein Recht zu vermuten, dass die ursprüngliche Oberfläche der Schubmasse die höchsten Bergspitzen sehr beträchtlich an Höhe übertroffen habe.

Aus alle dem geht klar hervor, dass es nur eine sehr flache und oberflächliche Abspaltung der Erdrinde gewesen sein kann, welche die Schubmasse von ihrer Wurzel löste und ihr eine selbständige gleitende Bewegung gestattete. Es genügt nicht nur vollständig, wenn die Abspaltungsfläche vom Westrande des Rumpfes an mit 2° Neigung sich gegen Osten senkte, um ein so dickes Stück abzusprengen, wie es im Kopf der Schubmasse liegt, sondern wir müssen sogar zugeben, dass eine stärkere Neigung mit dem tatsächlichen Befund nur sehr schwer im Einklang gebracht werden könnte. Bei diesem Neigungswinkel läge die Abspaltungsfläche am Brenner schon ungefähr 1000 m unter

dem Meeresspiegel und hätte dort die Schubdecke eine Mächtigkeit von mindestens 4000 m.

Wenn ich von einer *Abspaltung* spreche, statt wie es jetzt gebräuchlich ist, von einer Ueberfaltung, so hat dies seinen Grund darin, dass die Schubmasse stets mit der Unterseite ihrer Sedimente auf dem basalen Gebirge liegt, dass nirgends sich eine Ueberfaltung am Stirnrand bemerkbar macht und insbesondere dass die Schichtfalten der Schubmasse gar keine Beziehung zum Verlaufe des Stirnrandes und der Schubrichtung zeigen. Ich glaube bewiesen zu haben, dass die Schichtfalten schon in der Schubmasse entwickelt waren, noch ehe die Schubbewegung und mithin auch schon ehe die Abspaltung eingetreten ist.

Dieses abgespaltene Stück, welches somit gegen die darunterliegende Erdkruste scharf abgegrenzt war, ist auch in seiner horizontalen Ausdehnung gegen Norden und Süden durch zwei lange annähernd vertikale Spalten beschränkt. Diese Randspalten laufen aber nicht mit einander parallel, sondern konvergiren gegen Westen, so dass sie der zwischen ihnen eingeschlossenen Abspaltungsdecke eine keilförmige Gestalt gegeben haben, und da diese bei ihrem Schube gegen Westen zwischen diesen Randspalten nur wie ein in Falsen liegender Schlitten sich fortbewegen konnte, so mussten der Bewegung selbst daraus besondere Hindernisse entstehen, die sich mit denjenigen vereinigten, die schon aus dem Schube an sich erwuchsen.

Zweierlei Arten von Hemmnissen können wir also unterscheiden. Die eine lag in der Reibung der bewegten Massen auf der Schubfläche und den Rauhigkeiten und Widerständen, die der Kopf der Schubmasse bei seinem Hingleiten über die Erdoberfläche fand; die andere bestand in dem seitlichen Druck, den die randlichen Widerlager auf die keilförmigen Schubmassen bei ihrem Vordringen ausübten. Die Wirkungen dieser beiden Arten von Hemmnissen haben wir im einzelnen schon kennen gelernt und beschrieben. Es gilt jetzt sie auseinander zu halten. Wir wollen die einen als die Untergrundsstauungen, die anderen als die Verkeilungserscheinungen bezeichnen.

1. Die Untergrundsstauungen.

Selbst wenn die Schubfläche unter dem Rumpf ganz glatt und eben gewesen wäre, was nicht sehr wahrscheinlich ist, so hätte doch die Reibung eine ganz enorme sein

müssen, da über jedem Punkt dieser Fläche Gesteinsmassen von mindestens 2000 m, wahrscheinlich aber meist noch viel grösserer Höhe lag. Aehnlich wie bei einem Gletscher muss dadurch die Bewegung auf der Schubfläche verlangsamt worden sein, während dieselbe schneller vor sich ging in den höheren Lagen. Je nach der Beschaffenheit der Gesteine haben wir infolge solcher Bewegungsverschiedenheiten Verbiegungen oder Zerreissungen zu erwarten. (S. Fig. 96 u. 97 auf Taf. V.) Für beides lassen sich Beispiele anführen. Die liegende Tithon-Falte im östlichen Hintergrund des Prätigaus kann vielleicht auf diese Weise erklärt werden, (Alpenf. I. Fig. 34). Besonders aber trifft dies zu für die zahllosen schuppenförmigen Ueberschiebungen, deren Schubflächen gegen Westen ansteigen und durch die wiederholt gleichalterige Ablagerungen übereinander geschoben worden sind, so dass die obersten Massen sich verhältnismässig weiter gegen Westen bewegt haben als die untersten. Viel fühlbarer müssen sich aber die unmittelbaren Hemmungen auf und nahe der Schubfläche gemacht haben, weil ja weder die Widerstandsfähigkeit der Gesteine allerorten die gleiche war, noch auch eine vollständig glatte Absprengungsfläche vorausgesetzt werden darf. So werden Fetzen des Untergrundes leicht abgerissen und in die Schubmasse von unten hereingepresst worden sein, die dann deren Bewegung mitmachten; oder die Massen wurden auf der Schubfläche ganz zerdrückt und zerrieben und wie ein Schleifpulver mitgenommen, das später wieder zu festem Mylonit erhärten konnte.

Noch viel grossartiger werden sich diese Vorgänge in der Kopfregion abgespielt haben da, wo der Stirnrand der Schubmasse sich über die Oberfläche des vorgelagerten Geländes hinbewegte, das damals sicher keine ebene Fläche darstellte, sondern Erhöhungen und Vertiefungen oft recht erheblicher Art aufgewiesen haben muss. (Fig. 94 Taf. V.) Wie eine grosse Walzmaschine rückte hier die Schubmasse vor, schob die Erhöhungen zur Seite, füllte die Vertiefungen aus und sie wird selbst dabei vielfach Schaden gelitten haben. Bei festeren Widerständen muss Stauung eingetreten und die Basis der Schubmasse stehengeblieben sein, während die höheren Lagen sich von ihr ablösten und weiter fortschoben. So muss auch im Kopf und vielleicht in noch höherem Masse als im Rumpf Schuppenstruktur sich ausgebildet haben. Die vielen fremdartigen Fetzen, die wir längs der Stirnrand zwischen Deckgebirg und basalem

Gebirge beschrieben haben, finden hierin ihre volle Erklärung. Auch das Abschwenken der Schubmasse im Kopf steil gegen Südwest, wie es sich im Vorarlbergischen in negativer, in der Berninagegend in positiver Weise bemerkbar macht, kann in solchen Hemmnissen seine Ursache haben. Wenn aus Gründen der damaligen Gebirgsoberfläche die Bewegung in NW mehr Hindernisse fand als gegen SW, so floss gewissermassen die Masse nach letzterer Richtung ab.

2. Die Verkeilungserscheinungen.

Die Bewegung der Schubmasse muss wegen ihrer keilförmigen Ausdehnung im Gebiete des Rumpfes fortwährend unter der Wirkung eines seitlichen Druckes gestanden haben. Es ist zu erwarten, dass dieser sowohl auf die Schubmasse selbst als auch auf die seitlichen Widerlager seinen Einfluss ausgeübt habe. Mit der Bewegung musste sich für jede Stelle der Schubmasse das Querprofil verkürzen, ähnlich wie in einem Gletscher, der aus breiter Talmulde in eine engere Felsschlucht eintritt. Die Verkürzung bedingte eine Erhöhung des Querprofiles und diese konnte entweder durch seitliche Zusammenfaltung oder durch nach Nord und Süd gerichtete Ueberschiebungen erreicht werden. Da fast alle Schichten in diesem Teile der Alpen durch die oligocäne Alpenaufrichtung, welche der Ueberschiebung vorausging, schon stark in gleicher Richtung gefaltet worden waren, so lässt sich jetzt natürlich kaum mehr nachweisen, ob ein Teil und welcher Teil dieser Faltung der späteren Verkeilung zuzuschreiben ist. Dahingegen sind wir sicherer mit Bezug auf die zahlreichen kleinen Ueberschiebungen, in welche die grossen Längsspalten häufig übergehen, indem sie zu kurzen und oft auch recht steilen Ueberschiebungen sowohl gegen Norden als auch gegen Süden Veranlassung gaben. Innere Teile der Schubmasse sind auf diese Weise in die Höhe gehoben und herausgepresst worden, wodurch die ganze Masse eben die nötige Verkürzung ihres Querprofiles erlangte. Zu dieser Gattung von Vorgängen sind wohl inbesondere die seitlichen Ueberschiebungen im Karwendel zu stellen. Man darf natürlich nicht vergessen, dass die hier getrennt behandelten Untergrundsstauungen und Verkeilungsbewegungen in Wirklichkeit gleichzeitig gewirkt haben und in ihren Wirkungen verbunden waren, so dass es oft gar nicht mehr möglich ist,

den Anteil zu bestimmen, den jede von ihnen an einer Störung genommen hat, und dazu kommt noch, dass vielerlei spätere Ereignisse — Faltungen, Hebungen, Senkungen und Verschiebungen — den Alpenkörper seither betroffen und die frühere Situation verändert haben.

3. Das Alter der Randspalten.

Zahlreiche longitudinale Verwerfungsspalten durchsetzen den Körper der Alpen. Ein Teil derselben spielt dieselbe Rolle, wie die beiden grossen Randspalten, d. h. es sind je zwei durch einen Stirnrand (z. B. die Lechtaler Ueberschiebung) mit einander verbunden und umsäumen innere kleinere Schubmassen, die sich einerseits etwas schneller nach Westen bewegt haben als die Hauptmasse, anderseits sich dabei stärker in die Höhe hoben.

Aber von anderen Längsspalten hat sich ein solcher Zusammenhang mit Ueberschiebungen wenigstens einstweilen noch nicht feststellen lassen und für einige ist es sogar wahrscheinlich, dass sie schon lange existirten, bevor jene grosse Ueberschiebungen sich zu bilden begonnen haben. So entsteht also für uns die Notwendigkeit zu untersuchen, ob die Längsspalten, welche jetzt als Randspalten der Schubmasse erscheinen, vielleicht ebenfalls schon vorher existirt haben, oder ob sie erst als Produkte des Abspaltungsvorganges der Schubmasse gleichzeitig mit der Ueberschiebungsspalte oder gar erst nach der Ueberschiebung selbst entstanden sind.

Von diesen drei Möglichkeiten scheint nun die letztere die geringste Wahrscheinlichkeit zu haben, erstens weil damit die horizontalen Streifungen dieser Spaltflächen, die doch mehrfach beobachtet sind, unerklärbar wären und zweitens weil in diesem Falle sowohl im Norden als auch im Süden der äussersten Randspalten ursprünglich die Schubmasse sich noch weiter ausgedehnt haben müsste. Es ist aber bis jetzt davon nichts bekannt geworden und haben sich keinerlei Vorposten der Schubmasse ausserhalb der Randspalten auffinden lassen, während sich solche ausserhalb des westlichen Stirnrandes doch so häufig erhalten haben.

Gegen die zweite Möglichkeit lässt sich zwar ein strikter Unwahrscheinlichkeitsbeweis nicht führen, aber ebensowenig dürfte es gelingen eine Ursache ausfindig zu machen,

die bei einer so oberflächlichen, fast tangentialen Abspaltung der Erdkruste zugleich mit der flachen Ueberschiebungsspalte randliche vertikale Spalten erzeugen könnte.

Leichter verständlich wird hingegen der tatsächliche Befund, sobald wir annehmen, dass der tangentiale Druck auf eine Masse ausgeübt wurde, die vorher schon durch tiefe Spalten annähernd in der Richtung des Druckes in eine Anzahl von Streifen zerlegt worden war. In diesem Falle konnte es leicht eintreten, dass der Druck nur in den widerstandsfähigsten Streifen tangentiale Zerreissung hervorbrachte, während die anderen sich falten oder sonst wie zusammenschieben liessen. In unserem Falle (Fig. 98) kommt noch hinzu, dass die vorhandenen Verwerfungsspalten nicht genau unter sich parallel waren, sondern schwach nach Westen konvergirten. Der Druck, der auf die Fläche A-B und in zur Erdkruste tangentialer Richtung gegen Westen wirkte, konnte somit nur den Teil des abgesprengten Stückes vorwärts bewegen, welcher zwischen den konvergirenden Randspalten lag und somit wurde auch nur dieser Teil der Abspaltungsfläche zu einer Ueberschiebungsfläche.

4. Wirkungen der Verkeilung auf die seitlichen Widerlager.

Die nördliche Randspalte grenzt die Ueberschiebungsmasse gegen die äussere Flyschzone ab. Dass der Bau dieser Aussenzone von dem der Innenzone recht verschieden ist, fällt jedermann auf. Selbst da, wo dieselbe nicht ausschliesslich aus Flysch besteht, sind alle Schichten in der Regel stark aufgerichtet, zu ganz engen Falten zusammengeschoben und von allerhand Verwerfungen durchsetzt. Gegen die Innenzone, also gegen die Randspalte, legt sich häufig der Flysch in der Weise an viel ältere Schichten der Trias oder mindestens des Jura an, dass man glauben könnte, er sei älter wie diese und falle unter dieselben ein, denn es pflegen jene älteren Schichten dem Flysch ihre Unterseite zuzukehren. In Wirklichkeit jedoch haben sie mit letzterem gar keinen ursprünglichen Zusammenhang. Sie sind viele Kilometer weiter im Osten zu Hause, jetzt an den Flysch herangeschoben, wobei sie zugleich langsam in die Höhe stiegen, so dass auch die Bergketten, die sie nun bilden, stets jene der Flyschzone überragen. Ausserdem haben sie sich fest an letztere herangepresst, sie dabei

nach Norden zurückgedrängt und zusammengeschoben, manchmal wohl auch sich etwas über dieselbe herübergelegt.

Auch längs der südlichen Randspalte machen sich ähnliche Einwirkungen zum Teil sogar in recht auffälliger Weise bemerkbar. Dies gilt besonders für das Gebiet der Karawanken und Karnischen Alpen. Auf den von Geyer und Teller angefertigten Spezialkarten tritt das sehr deutlich hervor. Zwischen der Gailtalspalte im Norden und der Savespalte im Süden sind die triasischen und palaeozoischen Sedimente in einer Weise zusammengepresst, zerschnitten und verschoben, dass es bei dem Masstab von 1 : 75 000 jener Karten gar nicht möglich ist, alle die tektonischen Störungen so darzustellen, wie sie sich in einer geradezu erstaunlichen Vielfältigkeit der Beobachtung präsentiren. In dieser Zone war es auch, wo es mir gelungen ist, an einigen der vielen Längsbrüche horizontale Streifung zu beobachten, welche beweisst, dass die für die rhätische Schubmasse eigentümliche Bewegung von Osten nach Westen auch hier eingetreten ist, so dass man sogar im Zweifel sein kann, ob nicht die Karnischen Alpen noch als ein Randteil jener grossen Schubmasse anzusehen sei. Vorerst habe ich mich jedoch nicht dazu entschlossen, weil ich nicht weiss, welche Ausdehnung der Savebruch gegen Westen hat. Von Neumarkt in den Karawanken bis Comeglians im Canaltal von Gorto ist sie zwar nach den geologischen Karten leicht aufzufinden, aber ob sie von da über Forni und Sexten nach Innichen oder in mehr gerader Linie über Auronzo in die Villnösser Bruchspalte fortsetzt, weiss ich nicht, vielleicht ist beides der Fall.

Weniger deutlich als hier macht sich die seitliche Pressung im Gebiet der südtiroler Dolomiten bemerkbar. Die meisten Geologen, die sich mit dieser Gegend beschäftigt haben, sind zur Anschauung gekommen, dass trotz der flach muldenförmigen Verbiegungen mehr der Charakter eines von vertikalen Verwerfungen durchsetzten Tafellandes, als der eines Kettengebirges vorliege. Im Gegensatz dazu stehen freilich die Ergebnisse, zu denen Frau Ogilvie-Gordon[1])

[1]) Geology of the Wengen and St. Cassian strata in S. Tyrol. Quart-Journ. London 1893.

Coral in the „Dolomites" Geol. Mag. 1894.

On the Torsion-structure of the Dolomites Quart-Journ. 1899.

The Origin of landforms trough crust-torsion. Geograph. Journ. 1900.

The geol. structure of Monzoni and Fassa 1902—03. Transactions of the Edinbourgh geol. soc. vol. VIII.

während vieljähriger Untersuchungen gekommen ist. Sie fand eine Menge von Verwerfungen, Schleppungen und Ueberschiebungen, wo andere fast nur ruhige Lagerung angenommen hatten, und sehr verwickelte Massenbewegungen, die sich zum Teil als Torsionen auffassen lassen, müssen nach ihr stattgefunden haben. Die oesterr. Geologen haben sich bisher ablehnend gegenüber diesen Anschauungen verhalten. Ich habe die dafür entscheidenden Stellen nachzuuntersuchen noch keine Gelegenheit gefunden und kann deshalb keine bestimmte Stellung zu dieser Kontroverse nehmen. Aber ich meine, dass die mit soviel Ausdauer während 12 Jahren unternommenen Untersuchungen unmöglich nur auf Täuschungen beruhen können. Auch hat Salomon Südüberschiebungen in der Marmorlata nachgewiesen und ich weiss ferner, dass die von Mojsisovics veröffentlichten Karten die Verhältnisse nicht immer richtig und meist zu einfach und regelmässig darstellen und dass selbst Diener trotz seiner ablehnenden Stellungnahme bereits in mehreren Punkten Konzessionen gemacht hat. Wir leben in einer Zeit, wo lange und heftig bekämpftes plötzlich doch unumwunden akzeptirt wird. Mich würde es nicht überraschen, wenn ähnlich verwickelte Lagerungsverhältnisse hier neben der rhätischen Schubmasse vorkämen, wie dies weiter im Osten sicher der Fall ist.

5. Die tektonischen Beziehungen der rhätischen Schubmasse zu den südlichen Kalkalpen.

Die noch unklare Stellung, welche die Karnischen Alpen und die Karawanken zu der rhätischen Schubmasse und zu den südlichen Kalkalpen einnehmen, legt uns die Frage nahe, ob denn die Südalpen nicht vielleicht auch noch zu der Schubmasse gehören, wie diese nach Westen vorgeschoben worden sind und ob der „südlichen Randspalte“ nicht vielleicht nur die Rolle einer internen Längsspalte zukommt, die durch ungleichrasche Bewegungen im Norden und Süden hervorgerufen wurde, oder wenn sie vorher schon da war, zum Ausgleich dieser Bewegungsverschiedenheiten gedient habe.

Wollte man die Frage bejahen, so hätte man die Aufgabe, den westlichen Stirnrand nachzuweisen, an dem die Auflagerung der südlichen Kalkalpen auf einem von Westen her kommenden basalen Gebirge ebenso deutlich zu sehen sein müsste, wie an dem Stirnrand in Graubünden, Vor-

arlberg und im Allgäu. Von der Existenz eines solchen Stirnrandes ist aber noch nichts bekannt geworden, wohl aber wissen wir, dass Ueberschiebungen am Südrande der Alpen vorkommen. Die Val Sugana-Ueberschiebung ist am längsten bekannt. Cossmat hat 1903 eine solche beschrieben aus der Umgebung von Laibach, die eine südliche oder südwestliche Richtung hat. Baltzer hat eine recht flache Ueberschiebung am Lago d'Iseo nachgewiesen. Ausserdem ist fast der ganze Südrand dieses Teiles der Alpen durch Ueberfaltungen oder Ueberkippungen der Schichten in der gleichen Richtung ausgezeichnet. Auch in den Bergamasker Alpen zeigen sich ähnliche Erscheinungen. Philippi hat sie 1896 aus dem Esinogebirge beschrieben und ich selbst habe sie schon 1894 etwas weiter im Osten zwischen Bergamo und dem Corno Stella nachgewiesen.[1])

Solche Tatsachen haben E. Suess veranlasst, die Südalpen von den Zentral- und Nordalpen ganz abzutrennen und einem besonderen Gebirgssystem einzuordnen, das er als die Dinariden bezeichnet. In diesem herrscht Bewegung von Nord nach Süd, während für die eigentlichen Alpen die Bewegung von Süd nach Nord charakteristisch sein soll. Aber wie soll man sich den Mechanismus dieses Vorganges vorstellen? Nur Vermutungen sind es, mit denen man bis jetzt operirt hat. Die Tonalitintrusionen wurden herangezogen, aber man weiss nicht, ob sie gleichzeitig mit jenen tektonischen Bewegungen entstanden sind. Es fiel auf, dass sie auf grössere Strecken die Grenze der Alpen und Dinariden bezeichnen, aber Suess selbst fügt hinzu: „Die Intrusion ist (im Pustertal) von der Grenze weg und um 9 Kilom. weiter gegen Nord gerückt; sie bildet mitten im alpinen Gebiete einen langen, gegen O ziehenden Streifen von Tonalit." (Antlitz der Erde III S. 430.) Hier ist noch

[1]) Damals war es meine Absicht, dem im gleichen Jahre veröffentlichten Ostalpenquerschnitt einen solchen durch die Westalpen zur Seite zu stellen. Die vorbereitenden Aufnahmen hierzu waren schon beinahe vollendet, als ich entdeckte, dass die Ueberschiebungen in den Glarner-Alpen nicht, wie ich vorausgesetzt hatte, der Nord-Süd-Richtung folgen. Der Versuch, ihre wahre Herkunft festzustellen, erforderte jahrelanges Studium und führte schliesslich 1898 zu einer besonderen Veröffentlichung unter dem Titel „Das Problem der Glarner Alpen." Die Herkunft des Hauptschubes wies nach Osten und bald ergab sich mir, dass von dort noch ein zweiter mindestens ebenso grosser Schub erfolgt war — die rhätische Ueberschiebung. Dieser ging ich nun nach und sie hat mich bis heute so sehr in Anspruch genommen, dass jener Westalpenquerschnitt liegengeblieben ist.

alles unsicher. S. 445 sagt Suess: „Diese Bewegungen können nicht gleichzeitig stattgefunden haben . . . . . Die südliche periadriatische Bewegung dürfte die jüngere sein und höchstwahrscheinlich ist die nördliche Bewegung sogar älter als der Querbruch von Windischgrätz, welchem die Gosau-Kreide angelagert ist. Es bleibt aber auch denkbar, dass beide Bewegungen abwechselnd eingetreten sind."

Nach meinen Beobachungen ist es ganz sicher, dass die Iudicarienbrüche bei Meran, auf denen der Tonalit unmittelbar an die südalpine Trias und deren permische Unterlage anstösst, jünger sind, als die Tonalit-Intrusion, denn der Tonalit hat weder Kontaktmetamorphosen in diesen Sedimenten, da wo er sie berührt, hervorgerufen, noch auch Apophysen in dieselbe entsendet. Was sich beobachten lässt, sind nur Schichtenschleppungen und Verdrückungen, wie sie grosse Verwerfungen stets erzeugen.

Wenn auch südliche Ueberschiebungen in den Südalpen mit Sicherheit festgestellt sind, so geht daraus noch nicht hervor, dass diese tektonischen Veränderungen durch reinen Schub aus Nord entstanden sein müssen. Die Himmelsrichtung, gegen die eine Schubfläche ansteigt, braucht, das wissen wir zur Genüge, deshalb noch lange nicht die Richtung zu sein, in welcher der Schub sich bewegte. Nehmen wir z. B. an, dass die Südalpen ähnlich wie der rhätische Keil von Osten her gegen Westen vorgeschoben worden seien, so können sie dabei durch den rhätischen Keil selbst eine Ablenkung gegen Süden erfahren haben und insbesondere müsste dies gerade dann eingetreten sein, wenn etwa der Iudicarienbruch die westliche Begrenzung dieser südalpinen Schubmasse gegen das Ortler- und Adamellomassiv sein sollte. Durch den Widerstand dieser Massive liesse sich einerseits die enge Zusammenpressung der Sedimente in den Tridentiner Alpen sehr wohl erklären, die in so auffälligem Gegensatz zu der flacheren Lagerung derselben Schichten östlich der Etsch steht, und anderseits das Ausweichen der ganzen Schubmasse längs des Iudicarienbruches gegen SW.

Aber alles das sind natürlich nur Vermutungen, die erst der Bestätigung bedürfen und die ich hier nur deshalb erwähne, um zu zeigen, dass die Möglichkeit keineswegs ausgeschlossen ist, dass die südlichen Kalkalpen von derselben tektonischen Bewegung erfasst worden sind, wie die rhätische Schubmasse.

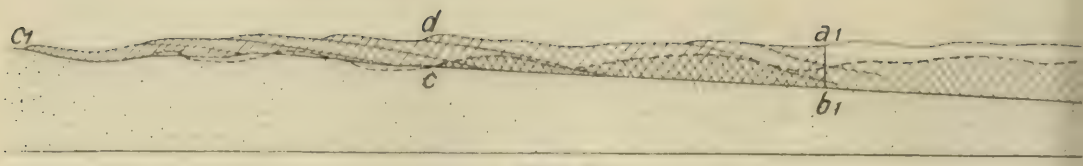


Fig. 94.

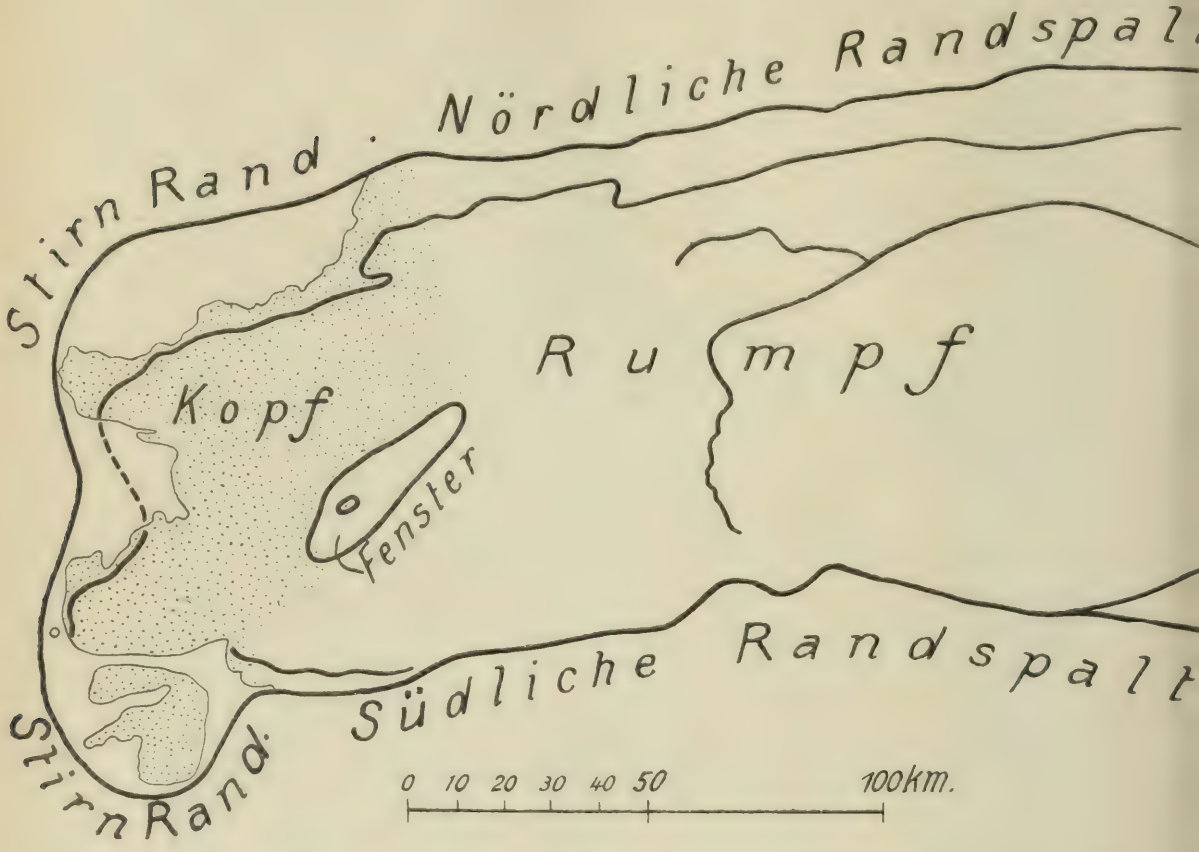
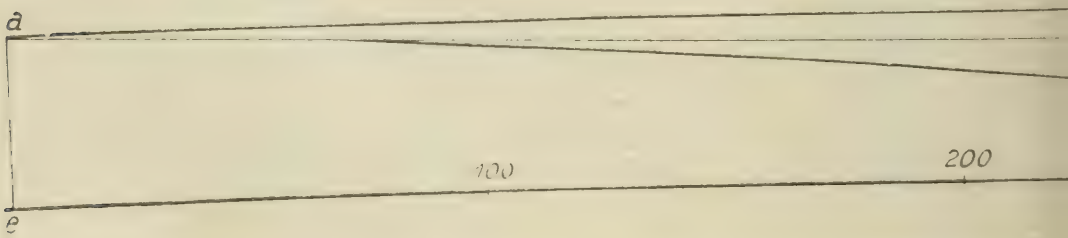


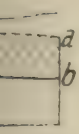
Fig. 94. Längsschnitt durch den Kopf der rhätischen Ueberschiebung.
c^1—c—a die ursprüngliche, c^1 d – a^1 die jetzige Gebirgsoberfläche, c—b die Abspaltungsfläche, b – b^1 Schubweite, c—c^1 Kopflänge.

Fig. 95. Querschnitt des Rumpfes.

Fig. 98. Umrisse der rhätischen Schubmasse von dem Ostrand der Alpe



Längsschnitt durch den Rumpf. a—b—c gekrümmte Erdoberfläche. a—d—
in der 36 000 m dicken



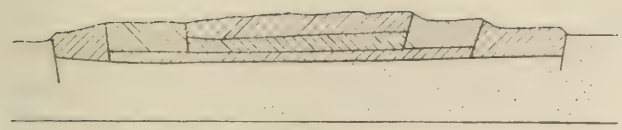
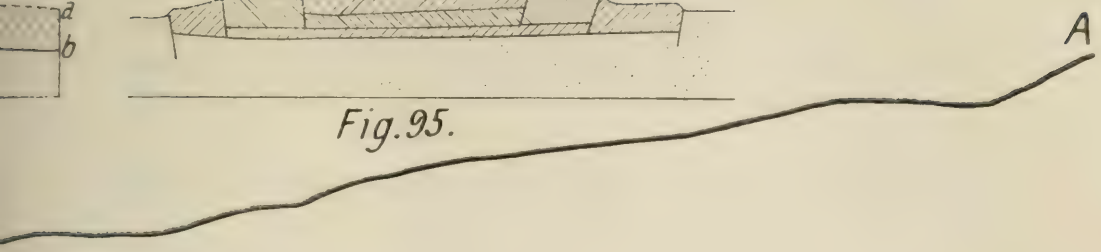


Fig. 95.



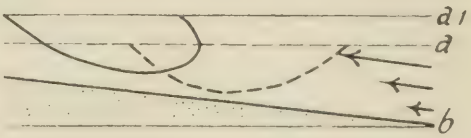


Fig. 96.

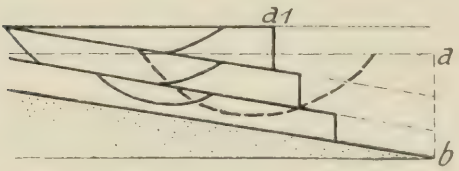
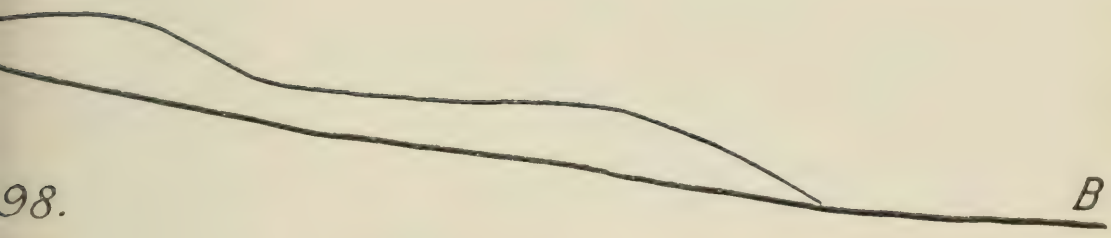


Fig. 97.



98.

Fig. 96. a frühere, a¹ jetzige Oberfläche. Umwandlung der schraffirten Bogenlinie in die ausgezogene durch die Schubbeschleunigung in höheren Horizonten.

Fig. 97. Umwandlung einer normalen Mulde ebendadurch in schuppenförmige Stücke.

hrem Kopfende. — Fig. 94, 95 und 98 im Masstabe von 1 : 2000 000.

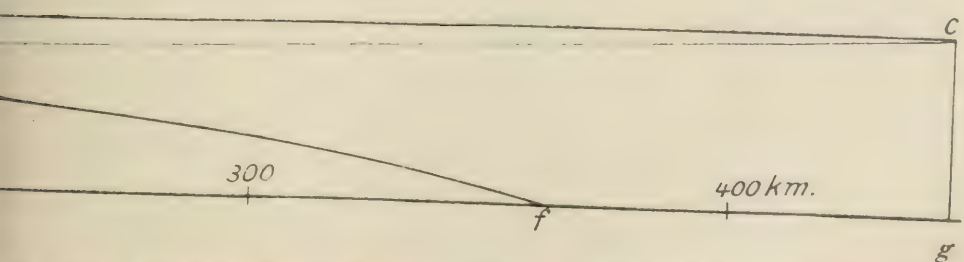


Fig. 99

ne dieses Bogenabschnittes. a -f mutmassliche Abspaltungsfläche
e. 1 : 2000 000.

Was hingegen das Ortler-Massiv und die westlich an dasselbe anschliessenden Veltliner- und Bündner Alpen betrifft, so hat sich aus den vorausgehenden Detailuntersuchungen ergeben, dass sie jedenfalls einer tektonischen Masse angehören, die gegenüber der rhätischen Ueberschiebung die Rolle eines basalen Gebirges gespielt hat.

6. Das basale Gebirge der rhätischen Ueberschiebung.

Der Kopf der rhätischen Ueberschiebung liegt, wie wir gesehen haben, auf eine Erstreckung von 50—90 km auf dem Bündener Gebirge. Vom Ultental bei Meran an haben wir letztem ohne Unterbrechung durch das Ortler-Massiv bis zum Berninapass folgen können, dort liegt ihm, die Gipfel des Berninamassives bildend, eine Scholle der rhätischen Schubmasse als Decke auf, aber es selbst zieht sich unter dieser hindurch und kommt im Ober-Engadin wieder frei zum Vorschein und verbindet sich mit dem basalen Gebirge von Oberhalbstein, das in Nordgraubünden, dem Prätigau und Vorarlberg den rhätischen Stirnrand bis ins Allgäu hinein umsäumt.

Frühere Untersuchungen haben mich gelehrt, dass auch dieses basale Gebirge für sich eine Schubmasse darstellt, die wie die rhätische gegen Westen geschoben worden ist und jetzt als eine weite Schubdecke mit ihrem Kopf auf dem basalen Glarner Gebirge liegt. Zu diesem Kopf gehören der Sentis, die Kurfirsten, der Mürtschenstock, Schild und Kärpf, sowie die Gipfelmassen der Ringelspitze, des Vorab- und Hausstockes, die Brigelser Hörner und das Bündner Gebirge auf der Südseite des Vorderrheintales. Die Schubweite beträgt mindestens 30 km.

Die äussersten Grenzen dieser Glarner Schubmasse im Süden des Vorderrheintales habe ich noch nicht untersucht und deshalb kann ich darauf hier nicht weiter eingehen. Doch sind mir aus diesem Gebiete Anzeigen von westwärts gerichteten Ueberschiebungen schon bekannt.

7. Die bewirkenden Ursachen der Ueberschiebung.

Eine Ueberschiebung von solcher Grösse will erklärt sein. Manchem pflegt die Erklärung sogar das wichtigste an diesen merkwürdigen tektonischen Vorgängen zu sein. Ich bin anderer Meinung. So lange wir noch so wenig von der Gestalt dieser Ueberschiebung kennen, so lange

die Meinungen der Spezialisten noch so weit auseinandergehen, ist die Erklärung von viel geringerem Wert als die Feststellung von beobachteten Tatsachen. Im allgemeinen genügt es die Vermutung auszusprechen, dass Faltung wie Ueberschiebungen gleichen Ursprung haben. Früher ging man noch weiter und nahm an, dass Ueberschiebung überhaupt nur eine besondere Form der Faltung sei — überspannte Faltung mit ausgewalztem Zwischenschenkel. Diese armen Zwischenschenkel — Abkömmlinge der Glarner Doppelfalte — geniessen aber seit dem Tode ihrer Mutter nicht mehr ein so grosses Ansehen wie früher. Jedenfalls gibt es Ueberschiebungen, die nicht aus Faltung hervorgegangen sind, die keine Faltenverwerfungen darstellen. Aber tangentialer Druck in der Erdkruste ist es doch, den wir zur Erklärung der Faltung wie Ueberschiebung heranziehen müssen.

Warum aber erzeugt dieser selbe Druck das eine Mal Faltung, dass andere Mal Ueberschiebung? In unserem Falle könnte man die richtige Antwort vielleicht darin zu finden hoffen, dass der tangentiale Druck zuerst Faltung in der Nord-Süd-Richtung erzeugt habe und dass deshalb nachher eine solche in der O-W-Richtung nicht mehr so leicht möglich war. Je stärker und enger Schichten in parallele Falten gelegt sind, um so weniger biegsam werden sie in der Richtung der Faltenachse sein. Wenn aber tangentialer Druck in der Erdkruste tätig ist, dann ist er es auch nach allen Richtungen hin. Tritt eine Wirkung nur in einer bestimmten Richtung ein, so ist damit eine einseitige Deformirung des Geoides verknüpft, die nur ausgeglichen werden kann durch ähnliche Wirkungen in anderer Richtung. So könnten wir in den O-W-Ueberschiebungen den Ausgleich sehen für die starke S-N-Zusammenfaltung, die vorausgegangen war. Aber mit diesem Erklärungsversuch ist bei anderen Ueberschiebungen vielleicht gar nichts auszurichten. Wir wissen es nicht, doch ist es sehr wohl möglich, dass es ganz verschiedenartige Ueberschiebungen gibt, deren Verschiedenartigkeit just in ihrer Entstehungsart — in ihren bewirkenden Ursachen liegt.

Was das Auffinden der speziellen Ursachen für die rhätische Ueberschiebung so besonders erschwert, ist der Umstand, dass wir weder ihre Ostgrenze noch auch ihre Tiefe im Osten kennen. Wir haben Grund zur Annahme gehabt, dass ihre Schubfläche sich von der Stelle ihres Austrittes an der Oberfläche zunächst nur unter einem sehr kleinen

Winkel von etwa 2° in den Boden einsenkt. Bleibt diese Neigung gegen Osten dauernd dieselbe oder nimmt sie steilere Stellungen an? Weder für die eine noch für die andere Möglichkeit sind bestätigende oder widerlegende Tatsachen bekannt. Und doch wäre gerade diese Entscheidung von allergrösster Wichtigkeit. Wenn nämlich die Neigung nicht zunimmt, und die Absprengungsebene wirklich eine solche ist, dann wäre zu erwarten, dass dieselbe am Ostrande der Alpen irgendwo wieder zum Ausstrich gelange. Dann hätte die Schubdecke die Gestalt eines von dem Geoid abgesprengten Kugelabschnittes, der eben dadurch dem in der Erdkruste wirksamen tangentialen Druck entzogen worden wäre. (a b c d in Fig. 99 Taf. V). Eine Eigenbewegung würde in diesem Falle für jene Decke ganz ausgeschlossen sein und, was wir bisher kurzweg als Ueberschiebung bezeichnet haben, wäre dann vielmehr eine Unterschiebung dadurch hervorgebracht, dass die Zusammenpressung und Faltung Teile der Erdkruste unter die abgesprengte der Druckwirkung dadurch entzogene und teilnahmslos darüber liegende Deckkappe hinunter geschoben hätte.

Nimmt hingegen die Schubfläche gegen Osten steilere Stellung (a—f in Fig. 99) an, dann ändert sich die Rolle sogleich, welche die Decke bei der Ueberschiebung gespielt hat. Es kommen dann Vorgänge tief unter der Erdoberfläche in Betracht, welche schräg aufsteigende Risse in der Erdkruste erzeugt und auf ihnen Teile der Kruste gehoben und damit zugleich nach einer Richtung überschoben haben. Es wäre das eine aus tangentialer Bewegung hervorgegangene positive Hebung. Es genügt mir, auf diese Fragestellung hingewiesen zu haben, eine Antwort darauf zu geben, ist die Zeit noch nicht gekommen.

8. Das Alter der rhätischen Ueberschiebung.

Ich habe im Abschnitt III 5 (Seite 179) die Gründe auseinandergesetzt, welche es mir wahrscheinlich erscheinen lassen, dass diese grosse Ueberschiebung vor Ablagerung der oberoligocänen und nach der der unteroligocänen Schichten eingetreten ist. Doch kann ich mir nicht verhehlen, dass gerade dieser wichtige Punkt noch keineswegs sicher festgelegt ist. Wir müssen also einstweilen auch mit der Möglichkeit rechnen, dass diese Ueberschiebung jünger als miocän und dass sie nicht schon vor, sondern erst während

oder sogar nach der zweiten grossen Alpenfaltung eingetreten sein könne. Es stellen sich hier ähnliche Schwierigkeiten in den Weg, wie bei der Altersbestimmung der Granit- und Tonalitintrusionen. Mit grösserer Sicherheit hingegen kann festgestellt werden, dass nach der Ueberschiebung noch bedeutende tektonische Störungen diesen Teil des Alpenkörpers betroffen haben. Es gibt eine grosse Anzahl von jüngeren Verwerfungen, deren im Vorausgehenden eine Reihe im einzelnen beschrieben und einige auch in der Uebersichtskarte eingetragen worden sind. Sie gehen gleichzeitig durch das basale Gebirge und die darüber liegende Schubdecke und haben z. T. zu weiten horizontalen Verschiebungen und vertikalen Dislokationen geführt. Diesen späteren Störungen ist es wohl hauptsächlich zuzuschreiben, dass die grossartigen Ueberschiebungen als solche so spät erst erkannt worden und auch heute noch eine stark angezweifelte und so verschiedenartig gedeutete Erscheinung sind. Durch sie ist nämlich die ursprüngliche Neigung der Schubfläche an vielen Stellen verbogen oder umgekehrt, die hochliegende Schubdecke auf weite Strecken in das Niveau des basalen Gebirges eingesenkt oder so sehr in die Höhe gehoben worden, dass sie inzwischen der Erosion ganz oder zum grössten Teil zum Opfer gefallen ist. Am stärksten macht sich diese Zerstückelung im oberen Engadin bemerkbar.

VIII. Die Hypothese der Ueberfaltung aus Süden.

1. Nach der Formulirung Steinmanns.

Als ich vor drei Jahren die Niederschrift dieses zweiten Teiles meiner „Alpenforschungen“ begann, hatten Steinmann und mehrere seiner Schüler über einzelne Teile meines Arbeitsgebietes Anschauungen veröffentlicht, die sehr bedeutend von den meinigen abwichen. Die grösste Differenz bestand darin, dass sie da, wo ich eine grosse, einheitliche, meilenweite, flache Ueberschiebung sah, nur geringfügige nach den verschiedensten Richtungen gekehrte Ueberfaltungen oder auch Ueberschiebungen von geringer Weite längs einer sehr unregelmässig durch den Alpenkörper verlaufenden Aufbruchszone gelten lassen wollten. Annähernd zeigte diese Aufbruchszone denselben Verlauf wie der Stirnrand meiner rhätischen Schubmasse. Aber die Ursache dieses komplizirten Verlaufs wurde in den Faciesgrenzen der älteren praealpinen Meeressedimente gesucht.

Meine Absicht, hier in einem besonderen Kapitel alles kurz zusammenzufassen, was ich in der Detailbeschreibung zum grössten Teil schon erwähnt habe, und das gegen diese Steinmann'sche Auffassung spricht, brauche ich jetzt nicht mehr auszuführen, weil Steinmann selbst im September dieses Jahres seine Auffassung als unrichtig zurückgezogen hat. Dafür erwächst mir aber die Aufgabe, zu dem Stellung zu nehmen, was er als Ersatz geboten hat. Vor 10 Jahren hatte er geschrieben (l. c. S. 97):

„Diese *Regel* lässt sich folgendermassen fassen: Wo das Gebiet der ostalpinen oder vindelizischen Facies mit dem der helvetischen zusammenstösst, hat eine Ueberdeckung des letzteren durch das erstere in Form klippenartiger Ueberschiebung stattgefunden und zwar unabhängig von der allgemeinen Streichrichtung des Gebirges; vielmehr wird die Richtung der Ueberschiebung, wie es scheint, *ausschliesslich* bedingt durch den Verlauf der Faciesgrenzen bezw. der Meeresbedeckung zur Zeit des Mesozoicums und des Alttertiärs. Das Grenz- oder Uebergangsgebiet zwischen den beiden faciell verschiedenen Regionen wird durch die Ueberschiebung verdeckt.“

Diese Regel hatte er auf „kursorischen Begehungen“ festgestellt und sie wurde dann durch die Spezialaufnahmen von Lorenz, Hoek und Paulcke glänzend bestätigt noch bis zum Jahre 1904.

In diesem Jahre jedoch schreibt Steinmann[1]) (S. 13):

„Die bisherige Deutung der „Aufbruchzone“ beruht auf der Vorstellung, dass die ostalpine Meeresregion ursprünglich durch eine gewundene Linie von der Region des Bündner Schiefer getrennt gewesen wäre und dass eine abweichend zusammengesetzte Randfacies die ostalpine Region längs dieser Grenzlinie begleitet hätte, die sog. „vindelizische“ Facies, die durch unvollkommene Entwickelung der Trias, durch die ophiolitischen Eruptiva jüngeren Datums und durch verschiedene Arten von Uebergangsbildungen zwischen ostalpiner und helvetischer Entwickelung von Jura und Kreide ausgezeichnet gewesen wäre. Ein Rücken aus altkrystallinen Gesteinen hätte während der mesozoischen Zeit die Grenze zwischen der vindelizischen einerseits und der helvetischen und Bündner Schieferregion anderseits gebildet. Durch die von der ostalpinen Region ausgehende Faltung sei die „vindelizische“ Zone herausgepresst und über die benachbarten, faciell abweichenden Regionen hinübergeschoben worden, und ebenso habe eine allseitige Ueberschiebung der vindelizischen Region durch die Gesteine der ostalpinen stattgefunden. Für die mesozoischen Sedimente erschien eine derartige Verteilung der Faciesgebiete wohl vorstellbar; schwer zu erklären ist aber, dass auch schon die altkrystallinen Gesteine, i. B. die granitischen Elemente des zur Permzeit eingeebneten altkarbonischon Faltengebirgs eine Verbreitung besessen haben sollen, die genau dem gewundenen Verlaufe dieses Rückens entspricht. Unter der Annahme einer lokalen Aufpressung der Aufbruchszone würde diese Tatsache eine derart detaillirte Präformation der quer zum Streichen des Gebirges laufenden mesozoischen Faciesgrenzen und tertiären Dislokationen schon zur Karbonzeit voraussetzen, wie sie bisher noch nirgends in ähnlicher Weise festgestellt ist. Nach der Theorie der Ueberfaltungsdecken ist diese Schwierigkeit gehoben: Die Fjordstratigraphie der mesozoischen Absätze und die wunderbare Verbreitung der Juliergranite wird durch sie auf axial verlaufende Zonen im Innern des Gebirges zurückgeführt.“

Man ersieht daraus, dass die vor 10 Jahren aufgestellte Regel in der Zwischenzeit nur darin eine Veränderung erfahren hatte, dass in der ostalpinen Facies eine Randzone als die vindelizische Facies ausgeschieden worden war, die sich durch lückenhafte Entwickelung der Trias, durch das Auftreten ophiolitischer Gesteine, die Cenomanbreccie und die Couches rouges auszeichnen sollte.

---

[1]) Die Schardt'sche Ueberfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefabsätze und der ophiolitischen Massengesteine. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. B. Bd. XVI. 1905.

Warum hat nun Steinmann, trotzdem die Spezialaufnahmen seiner Schüler diese Regel durchaus bestätigten, dieselbe jetzt ganz und gar aufgegeben? Weil in diesen Aufnahmen, wie er sich ausdrückt, die „lokale Tektonik" vorwiegend ausgewertet und die „regionale Tektonik" übersehen wurde, oder weil (S. 11) „man den Ausgang einer Ueberschiebung naturgemäss in der Richtung, nach der die Ueberschiebungsfläche und die Schichten allgemein einfallen, sucht und sich den Schub aus dieser Richtung gekommen denkt."

Das war also die Methode, nach der die Steinmannsche Schule kartirte und durch die es gelang, eine im vornherein aufgestellte Regel nachträglich zu bestätigen. Längst war diese Methode in weiten Kreisen als irrtümlich erkannt worden und schon 1894 konnte ich deshalb in den „geotektonischen Problemen" (S. 160) schreiben: „Auf eine weitere Schwierigkeit, welche der Aufgabe, aus der Neigung der Verwerfungskluft die Art der Bewegung zu bestimmen, entgegensteht, ist man erst seit ungefähr 20 Jahren aufmerksam geworden; sie besteht darin, dass spätere Dislokationen die ursprüngliche Lage der Klüfte verändert haben. Hierfür hat mit Bezug auf die Lage der Ueberschiebungsklüfte besonders Gosselet und in neuester Zeit Bertrand und Zürcher wichtige Beiträge geliefert." Auf das Trügerische dieser Methode, aus der Neigung einer Schubfläche unmittelbar auf die Schubrichtung zu schliessen, habe ich dann ganz besonders 1898 im „Geotektonischen Problem der Glarner Alpen" hingewiesen. Aber dieses Buch scheint den Vorzug zu besitzen, von den meisten, die sich speziell mit dem Bau dieses Teiles der Alpen beschäftigen, nicht gelesen zu werden. Dort steht ausdrücklich (S. 214):

„Dass die Neigung der Schubfläche uns keine sicheren Anhaltspunkte (zur Bestimmung der Schubrichtung) liefern kann, geht unmittelbar aus der Tatsache hervor, dass diese Flächen weder eben sind, noch einheitliche Neigungen besitzen. Wo wir Schubflächen auf grössere Entfernungen verfolgen konnten, zeigten sie einen welligen Verlauf mit oftmals geradezu widersinniger Neigung . . . um dennoch die Richtung bestimmen zu können, aus der die Massen heraufgeschoben worden sind, bleiben uns in der Hauptsache nur zwei Anhaltspunkte: die besondere Facies der bewegten Schichten und der besondere Bau der Schubmassen. Ganz allgemein können wir den Satz aufstellen, dass, wenn auf Schichten der Facies a gleichalterige Schichten in einer anderen Facies b geschoben worden sind, der Schub nur aus einer Gegend hergekommen sein kann, in der die Facies b zu Hause ist. Ferner muss erwartet werden, dass der Stirnrand einer Schubmasse in seinem jetzigen Baue die gewaltsame Arbeit

erkennen lassen muss, die er beim Vordringen und Beseitigen der vorhandenen Widerstände zu leisten hatte. Zerstückelung, Zertrümmerung und schuppenförmige kleinere Ueberschiebungen als Folgen von Stauungen werden den Stirnrand gegenüber den hinteren tieferen Teilen der Schubmasse auszeichnen".

Aber dass die Steinmann'sche Schule nach dieser unrichtigen Methode arbeitete, das war es nicht allein, was zu einem unrichtigen Resultate geführt hat, sondern es kam noch weiter hinzu, dass von vornherein noch andere Regeln aufgestelllt worden waren, nach denen der Kartirende die Grenzen der Schubmassen festlegte, während es umgekehrt richtig gewesen wäre, zuerst zu kartiren und dann zu sehen, ob aus der Karte jene Regeln abgeleitet werden können. An einer dieser Regeln will Steinmann trotz des vorausgegangenen 10jährigen Misserfolges auch heute noch festhalten, dass nämlich die „ophiolitischen" Gesteine nur in einem ganz eng umschriebenen tektonischen Gliede vorkommen, so dass auch umgekehrt aus dem Vorkommen solcher Gesteine beim Kartiren wieder auf das Vorhandensein und die Ausdehnung jenes Gliedes geschlossen werden kann. Früher war es die „Aufbruchzone", auf welche diese Eruptiva beschränkt sein sollten, jetzt wird deren Verbreitung noch enger gezogen, denn die alte Aufbruchszone soll aus zwei tektonischen Decken bestehen, der unteren „Brecciendecke" und der oberen „rhätischen Decke" und ausschliesslich auf letztere sollen jene Eruptivgesteine beschränkt sein. Er sagt S. 29, dass „die Gesteine der Gabbro-Peridotitreihe innerhalb der rhätischen Decke passiv mitgeführte Glieder derselben sind . . . Ihr Ursprungsort gehört einer inneren Zone des Alpengebietes an, und als solche kann wohl nur die Amphibolitzone von Jvrea in Frage kommen; sie sind vor der Alpenfaltung hervorgebrochen, also auch älter als die Ausbreitung der Decken. Mit der Ueberfaltung haben sie direkt nichts zu tun." Wenn uns dies auf solche vage aber weitausschauende Vermutungen einzugehen veranlassen soll, so haben wir

[1]) Was ich schon seit 1900 als die rhätische Schubmasse oder Decke bezeichnet habe, benamst Steinmann neuerdings (1905) als die ostalpine Decke und schlägt für den oberen Teil seiner Aufbruchszone den Namen „rhätische Decke" vor. Ich halte ein solches Verfahren, ganz abgesehen von Prioritätsrechten, nicht für empfehlenswert, da hierdurch eine heillose Verwirrung in der Literatur entstehen muss, wenn dasselbe Wort zur Bezeichnung ganz verschiedener und örtlich doch nahe aneinandergrenzender Dinge verwandt wird.

wohl ein Recht, zuerst zu fragen, ob es denn feststeht, dass diese Eruptivgesteine wirklich nur auf die „rhätische" Decke beschränkt sind und ob die Existenz dieser Decke selbst gesichert ist. Steinmanns Begründung findet man (l. c.) auf Seite 10, 12, 20—22. Sie ist sehr kurz. In den Westalpen soll diese Decke meist ganz fehlen, „in den östlichsten Klippen von Iberg-Mythen treten die bezeichnenden Gesteine dieser Faciesregion lokal reichlich auf. Es sind einerseits Serpentin, Ophicalcit, Spilit, Diabasporphyrit, Variolit und Gabbro . . . anderseits die Radiolarite und rotbraunen Tiefseetone. Was sonst noch dieser Zone zugehört, lässt sich bei dem fragmentären Zustande dieser Decke in den Westalpen nicht gut, wohl aber in Bünden feststellen." Dort ist also die Existenz dieser Schubdecke gar nicht festzustellen und nur aus dem Vorhandensein der Eruptivgesteine hat Steinmann auf ihre Vertretung geschlossen, weil er eben von der persönlichen Ueberzeugung ausgeht, dass diese Eruptivgesteine immer einer besonderen Schubdecke angehören müssen. Es ist das ein klarer Zirkelschluss.

Wie sieht es nun in Bünden aus? „Im südlichen Rhätikon östlich vom Falknis, besonders aber im Plessurgebirge erscheint diese Zone stets über der Klippenzone . . . Hier zeigen sich folgende Gesteinsarten assoziirt: die ophiolitischen Eruptiva, Altkrystallin, Casannaschiefer, Verrucano, Buntsandstein, Dolomit, Rhät, Liasschiefer, Radiolarit des Malm, Cenomanbreccie. Wir verfolgen die rhätische Decke bis tief ins Oberhalbstein, stets in der normalen Lage zu den anderen tieferen Decken und stets unter den nächst höheren, der ostalpinen" (meiner rhätischen) . . . „Die Spilitvorkommnisse der Gegend von Oberstdorf liegen sämtlich unmittelbar unter der ostalpinen Decke, aber noch tiefer als sie treten vereinzelt Gesteine der Klippendecke auf, wie die bekannten Couches rouges von Liebenstein bei Hindelang von den Trettachanlagen bei Oberstdorf. Die rhätische Decke erweist sich als die wichtige Leitzone durch die Beteiligung der ophiolitischen Eruptiva, da diese leichter und schärfer als die Sedimente es ermöglichen, die Zone zu bestimmen, in der diese Decke wurzelt." Ich habe hiermit die wichtigsten Stellen wörtlich angeführt, in denen eine Begründung für die Selbständigkeit der „rhätischen" Decke und für die Beschränkung der ophiolitischen Gesteine auf diese Decke gegeben ist. Dass wir auch hierbei fortwährend in einem Circulus vitiosus herumgeführt werden, liegt auf der Hand.

Dass die „rhätische“ Decke bei Oberstdorf vorkomme, wird lediglich aus den dortigen kleinen Resten diabasartiger Gesteine geschlossen. Dass der Liebensteiner Kalk und die „Couches rouges“ keine besondere Decke bilden, wissen wir schon aus Abschnitt VI. Dass die ophiolitischen Gesteine am Rande der „ostalpinen“ Decke stets unter derselben liegen müssen, ist selbstverständlich, weil Steinmann vorher den untern Rand der ostalpinen Decke eben da gezogen hat, wo die Eruptiva nach oben enden. Was erst zu beweisen war, wurde also schon vorausgesetzt. Als natürliche Folgerung, die Steinmann selbst zwar nicht ausgesprochen hat, die aber unvermeidlich aus seiner Auffassung hervorgeht, ergibt sich, dass Steinmann's „rhätische“ Decke, soweit sie in Graubünden vorkommt, in der serpentinreichen Zone Chiavenna-Disgrazia ihren Ausgang genommen haben und dass mithin die Wurzeln der höheren ostalpinen Decke jedenfalls im Süden davon etwa im Veltlin oder in den Bergamasker Alpen zu suchen sein müssen.

Jedem Kenner der Ostalpen wird bei diesen Aufstellungen die Frage auf die Lippen kommen, wie steht es denn mit den Serpentinen der Ostalpen; sollen wir in den Zentralalpen, an den Tarntalerköpfen, bei Matrei, in den Zillertaler Alpen, den Tauern usw. die „rhätische“ Decke wieder auftauchen lassen wegen der dortigen Serpentine, und wie steht es mit dem Serpentingang im Juliergranit bei Samaden und demjenigen von Sareis im Rhätikon, die doch beide sicher in Steinmanns ostalpiner Decke aufsitzen? Die Behauptung, dass alle Serpentine auf ein einziges tektonisches Glied der Alpen beschränkt und zugleich mit ganz bestimmten Tiefseegesteinen verknüpft seien, halte ich für ganz unhaltbar.

Meine früheren Untersuchungen haben mir die Ueberzeugung gegeben, dass die grünen Bündner Schiefer von den „ophiolitischen Eruptiva“ nicht nur petrographisch, sondern auch stratigraphisch total verschieden sind, und ich habe sie als in den ältesten Bündnerschiefern konkordant eingelagerte, allerdings meist stark umgewandelte Diabase und Diabastuffe aufgefasst. Versteinerungen kommen keine darin vor, aber die zweifellos liasischen oder noch jüngeren Flyschschiefer liegen stets in höheren Niveaus, nicht also wie jene direkt auf den krystallinen Schiefern. Steinmann verhält sich gegen diese Altersbestimmung durchaus ablehnend. Für ihn sind meine palaeozoischen Bündner Schiefer zum grössten Teil liasisch, z. T. wohl auch triasisch. Etwas älteres gibt es für ihn nicht.

Diese älteren Bündner Schiefer sind aber sehr krystallinisch, so dass statt Kalkstein und Dolomit stets nur Marmor vorkommt; die Diabase sind, wie die Untersuchungen von C. Schmidt gelehrt haben, ebenfalls ganz umgewandelt. In den tiefsten Marmorlagern aber stellen sich auch echte Glimmerschiefer, grüne granatführende Chlorit- oder Hornblendeschiefer ein und es ist oft sehr schwierig, eine scharfe Grenze zwischen diesen krystallinen Bündener und den darunter liegenden Glimmerschiefern und Gneissen zu ziehen. Diese Umwandlung hält Steinmann für eine dynamometamorphe, ich für eine regionale. Er nimmt an, dass diese Dynamometamorphose im Süden wirksamer war als im Norden, so dass Lias und Flysch dadurch im Süden in höherem Masse umkrystallisirten; aber warum dies so gewesen sein soll, erklärt er nicht. Ist doch seine „rhätische" Decke im Norden mechanisch viel stärker beeinflusst worden als im Süden. Es sollte dort also im Gegensatz zum Tatbestand die Umkrystallisirung bedeutender sein wie hier. Nach meiner Auffassung sind die palaeozoischen Bündner Schiefer von einer regionalen Metamorphose erfasst worden, noch ehe der permische Sernifit und Rötidolomit darüber zum Absatz kamen. Diese Umwandlung mag von den vielfältigen granitischen Intrusionen ausgegangen sein oder dieselben begleitet haben. Sie war aber längst vor der alpinen Faltung abgeschlossen. Diese Annahme gründet sich auf die Art, wie in den Ostalpen die palaeozoischen Formationen entwickelt sind.

In den Karawanken, den Karnischen Alpen und in der Grazer Bucht kennen wir unter der Trias ausgedehnte palaeozoische Ablagerungen; sie sind versteinerungsführend und normal entwickelt, Diabase und deren Tuffe in gewissen Horizonten in grossen Mengen eingelagert. Aehnliches gilt auch für gewisse Teile der nördlichen Kalkalpen am Semmering und in den Salzburger Alpen. Weiter im Westen und zwar sowohl in den Zentralalpen als auch in den Südalpen nehmen diese palaeozoischen Ablagerungen aber einen stark krystallinen Habitus an, wenn schon gewisse Schiefer noch deutliche Pflanzenreste einschliessen und danach als karbonisch bestimmt werden können, und obwohl auch manche Marmore noch Ueberreste von Crinoideen als Beweise ihrer ursprünglich normalen Entstehung auf dem Meeresgrunde zeigen. Diese Schiefer und Marmore umgeben und umhüllen in den Zentralalpen Granitstöcke, liegen auf Glimmerschiefern und Gneissen und werden von unzweifelhafter

Trias diskordant überlagert. Ein Teil derselben ist aber schon so krystallinisch geworden, dass darin bis jetzt gar keine Spuren mehr von Versteinerungen aufzufinden waren. In den Südalpen liegen unter der permischen Qarzporphyrdecke Glimmerschiefer, Quarzitschiefer, schwarze Tonschiefer, und Kieselschiefer, die sicher alle palaeozoisch, wenn nicht z. T. noch älter sind. Die Glimmerschiefer sind als solche schon entwickelt gewesen, als die permischen Porphyrergüsse erfolgten, denn man findet in dem permischen Grundkonglomerat häufig Gerölle davon. Hieraus ergibt sich, dass in den westlicheren Teilen der Ostalpen eine stärkere regionale Metamorphose eingetreten war als in den östlichen, und ausserdem dass deren Entwickelung schon vor Ablagerung der Triassedimente ihr Ende erreicht hat. Diese regionalmetamorphen Schichten von palaeozoischem und z. T. wohl auch noch höherem Alter dehnen sich in den Zentralalpen westwärts bis zum Stirnrand der grossen rhätischen Ueberschiebung aus. Weiter im Süden bilden sie den Hauptbestandteil der Ortleralpen, und zeigen auch dort an der Auflagerung der Ortler-Triasdecke, dass ihr Metamorphismus älter als die Trias ist. Von da breiten sie sich ohne Unterbrechung einerseits bis in die Bergamasker Alpen aus, wo sie die Catena orobica aufbauen, anderseits ziehen sie sich auf den von uns schon durchwanderten Pfaden bis ins Engadin, unter der Berninadecke hindurch in das Disgrazia-Massiv, über das Engadin hinüber nach Oberhalbstein und breiten sich dort weiter über grosse Teile des südlichen Graubündens aus. In den Bergamasker Alpen ist ihr Alter und die Zeit ihrer Umwandlung dadurch sichergestellt, dass sich eine wahrscheinlich permische Quarzporphyrdecke, die ganze Trias und alle jüngeren Sedimente bis ins Eocän darüber lagern, ohne von derselben Metamorphose ergriffen zu sein. Weiter im Norden des Veltlin und in Graubünden fehlen wohl charakterisirte triasische Sedimente fast ganz und somit wird dort die Altersbestimmung der Metamorphose schwieriger. Nur eine Stelle ist bekannt, wo die Trias eine grössere Decke auf diesen Schiefern bildet, das sind die Splügner Kalkberge. Ich habe sie 1895 beschrieben. (Ueber das Alter der Bündner Schiefer. Zeitschr. d. Dtsch. geolog Ges. 1895 S. 1—56.) Damals galt es noch für eine grosse Verwegenheit von Ueberschiebungen in den Alpen zu sprechen, es wäre denn gewesen, dass man sie in die Form von Faltenverwerfungen mit ausgewalzten Mittelschenkeln hätte kleiden können.

Um eine Ueberschiebung zu postuliren, hielten wir es damals für unbedingt notwendig, zweierlei vorher festgestellt zu haben: erstens, dass an der Ueberlagerungsfläche deutliche Reibungsphänomene sichtbar seien und zweitens, dass zwischen den Schichten des basalen und des Deckengebirges einerseits und der Ueberschiebungsfläche anderseits eine deutliche Diskordanz bestehe. Denn es muss wohl als unmöglich gelten, dass bei einer grösseren Ueberschiebung die Schubmasse allerwärts mit ein und derselben Gesteinsbank auf der Schubfläche liege.

Das war es aber gerade, was ich an den Splügner Kalkbergen erkannt zu haben glaubte, dass die ziemlich mächtig entwickelte Trias stets mit ihrem untersten Horizonte auf der Oberfläche der Bündner Schiefer ruhe und dass beide durch spätere Faltung in gleicher Weise zu Mulden und Sätteln deformirt worden sind, und dass ausserdem keine Spuren von gleitender Bewegung oder Gesteinszerreibung an dieser Oberfläche hervortreten. Deswegen erklärte ich die Bündner Schiefer, welche die Unterlage bilden, für palaeozoisch, weil die Trias ganz ebenso auf ihnen ruht, wie diejenige des Ortlermassives auf den krystallinischen Schiefern.

Die Anschauungen haben sich aber geändert in diesen zehn Jahren und wir sind gegenwärtig in einen Ueberschiebungsfanatismus geraten, so dass bei jeder Ueberlagerung, die sich nicht in vollkommener Konkordanz vollzieht, Ueberschiebung als das wahrscheinlich ursprüngliche vorausgesetzt, ein besonderer Nachweis dafür nicht mehr wohl aber für den Fall verlangt wird, dass man die Erklärung in einer ursprünglich diskordanten Ablagerung der Sedimente finden wolle. Dem entsprechend hat auch Steinmann ohne weiteres die Triasmassen der Splügner Kalkberge als Teile einer Schubdecke erklärt, die über die Bündner Schiefer geschoben worden sei, und damit ist es ihm dann auch möglich geworden, an dem jüngeren Alter der basalen Bündner Schiefer festzuhalten.

Da somit zugegeben werden muss, dass die Beweiskraft der Triasberge bei Splügen für das höhere Alter der basalen Schiefer noch nicht allgemein anerkannt wird, so wollen wir sehen, ob nicht vielleicht an einer anderen Stelle Graubündens zuverlässigere Anhaltspunkte dafür gewonnen werden können.

Von Splügen aus lassen sich die Bündner Schiefer ohne Unterbrechung bis ins obere Engadin verfolgen, wo sie dann unter den Graniten der rhätischen resp. ostalpinen

Schubdecke verschwinden. Auch dort habe ich ältere und jüngere Bündner Schiefer ausgeschieden, die tatsächlich durch die Zwischenlagerung von Sernifit und Rötidolomit von einander getrennt sind. Wie liessen sich im Sinne Steinmanns die dortigen Verhältnisse umdeuten und zu welchen weiteren Folgerungen müsste das führen? Die Bündner Schiefer von der Fuorcla di Gravasalvas sind wie alle sicheren liasischen Ablagerungen dieser Gegend nicht krystallinisch und zeigen nur jenen geringen Grad der Umwandlung, der allen stark gefalteten Schichten eigentümlich ist. Die Bündner Schiefer an den beiden Gehängen des oberen Inntales bei Silz und Maloja hingegen sind alle hochkrystallinisch und zum grössten Teil von den Schiefern der Fuorcla petrographisch so verschieden, dass Verwechselungen derselben gänzlich ausgeschlossen erscheinen. Für sie ist besonders auch die mächtige Entwickelung der grünen Schiefer bezeichnend, die an der Fuorcla ebenso wie überhaupt überall in Graubünden fehlen, wo Versteinerungen in den Bündner Schiefern gefunden werden. Steinmann findet, wie schon erwähnt, die Erklärung für diese merkwürdige Tatsache darin, dass im Süden in seiner rhätischen Decke ein viel stärkerer Dynamometamorphismus eingetreten sei. Wenn schon es dem gegenüber sehr störend auffallen muss, dass die Fuorcla doch ebenso wie der Piz Bardella und Padella auch noch im Süden liegt, die angenommene zonale Differenzirung der Umwandlungsvorgänge also nicht mit den Tatsachen übereinstimmt, so wollen wir uns doch für einen Augenblick auf jenen Standpunkt stellen und in den krystallinischen Bündner Schiefern ebenfalls Jura, in ihrer Marmorunterlage Trias sehen. Alsdann müssten die grünen Schiefer als „ein dynamometamorphes Aequivalent der wenig veränderten ophiolitischen Massengesteine der äusseren Zone“ gelten. Ausdrücklich rechnet Steinmann zu seinen ophiolitischen Eruptiva: „Serpentin, Ophicalcit, Spilit, Diabasporphyrit, Variolit und Gabbro.“ Die „Grünschiefer“ des oberen Engadin haben mit diesen Gesteinen heute so wenig Aehnlichkeit mehr, dass erst sehr genaue mikroskopische Untersuchungen eine ursprüngliche Beziehung derselben zu den Diabasen ausfindig machen konnten. Struktur und Mineralbestand haben sich fast gänzlich geändert. Gleichwohl setzen in diesen Grünschiefern, ebenso wie in den sie begleitenden Kalkglimmerschiefern zahlreiche mächtige Gänge und Stöcke von Serpentin auf, die sich in ihrer Beschaffenheit von den Serpentinen der „äusseren Zone“

d. h. des Plessurgebirges und des Prätigaus nicht unterscheiden. Warum sind sie nicht auch wie die „Diabase“ von dem Dynamometamorphismus erfasst und in Schiefer umgewandelt worden? Liegt in ihrem so abweichenden Verhalten nicht der deutlichste Beweis dafür, dass sie erst injizirt wurden als jene Umwandlung in den Grünschiefern schon vollendet war?, dass sie also einer späteren Eruptionsperiode angehören? Nach meiner Meinung und Kenntnis der Tatsachen stehen diese in einem unversöhnlichen Widerspruch mit Steinmanns Hypothese und das liasische resp. triasische Alter dieser Bündnerschiefer lässt sich mit diesen Tatsachen höchstens dann noch vereinen, wenn man diese Umwandlung in krystallinische Schiefer nicht auf Dynamo-, sondern auf Kontakt- bez. Regional-Metamorphose zurückführt. Damit wären wir also zu derselben Erklärung gekommen, die auch ich annehme, nur mit dem Unterschied, dass ich diesen Vorgang ans Ende der palaeozoischen Zeit gelegt habe, während er, wenn die Ablagerung dieser Bündner Schiefer in die Jura- oder Kreidezeit fallen sollte, erst sehr spät eingetreten sein könnte. Aber selbst dann wäre man noch immer gezwungen, für das Eindringen der Serpentine einen späteren Zeitpunkt anzunehmen, als für die Diabase der Bündnerschiefer, und ausserdem bliebe es durchaus unaufgeklärt, warum diese Metamorphose in Graubünden bis in die jurassischen Schichten herauf, in den Bergamasker Alpen aber nicht einmal mehr bis in die Trias ihre Wirkung ausgeübt, sondern sich nur auf die dortigen palaeozoischen Sedimente beschränkt hat.

Für alles, was Steinmann zwischen der Glarner und der „ostalpinen“ Decke als Klippen-, Breccien, und „rhätische“ Decke ausgeschieden hat, ist die Zerrissenheit ein besonderes Merkmal. Obwohl alle drei aus Süden stammende Ueberfaltungen sein sollen, fehlen die Spuren der einen gerade im Süden, während die „rhätische“ Decke im Norden nur noch kleine Fetzen bildet. Die tektonische Sonderstellung für jene Lappen und engumgrenzten Gesteinspartien ist nach meiner Meinung nicht erbracht und kann auch auf diese Weise und nach dieser Methode nicht erbracht werden. So lange die Voraussetzung gemacht wird, dass jede Schubdecke durch besondere Facies der Sedimente sich von den anderen unterscheiden und deshalb das Auftreten einer besonderen Facies auch immer tektonische Zusammengehörigkeit beweisen müsse, haben wir eine Quelle fortgesetzter Irrungen.

Wenn ich bisher leider hauptsächlich auf die Gegensätze hinzuweisen gezwungen war, welche noch immer in der Methode und in den Ergebnissen zwischen Steinmann und mir bestehen, so freut es mich um so mehr, zum Schlusse doch noch feststellen zu können, dass wir gegenwärtig nicht mehr so entfernt von einander stehen, als dies früher der Fall war, und im Anblick des Rhätikon können wir uns heute schon zu dem Ausspruche vereinen: „die Scesaplana wurzelt mit ihrer Unterlage nicht in der Tiefe des Urgebirges, sie birgt viel mehr unter sich den jungen Flysch, der diese gewaltige Triasdecke wie zum Schutze über sich heraufgezogen hat", nur dass Steinmann „von Süden", ich „von Osten her" hinzufügen würde.

2. Wie die Theorie der Ueberfaltung aus Süden entstand.

Die abnormalen Lagerungsverhältnisse zwischen Rhein und Reuss waren 1878 in Anlehnung an die unveröffentlichten Anschauungen des 1872 verstorbenen A. Escher von A. Heim auf das Schema einer Doppelfalte mit gleichzeitiger Ueberfaltung von Norden und von Süden her zurückgeführt worden. Ein eingehendes Studium des Gebietes der Nordfalte führte mich 4 Jahre später zu der Erkenntnis, dass hier keine eigentliche Ueberfaltung, sondern eine echte Ueberschiebung vorliege. Dieser erste Versuch, die bereits allgemein freudig aufgenommene Doppelfalte anzuzweifeln, wurde sehr ungnädig aufgenommen. Bald nachher bekamen aber auch M. Bertrand, Lapworth und Suess Zweifel an deren Richtigkeit, alle drei gewannen die Ueberzeugung, dass Nord- und Südhälfte nicht von entgegengesetzten Richtungen her überfaltet wurden, sondern dass die ganze Bewegung einheitlich aus Süden kam. Lapworth und Suess haben nichts darüber veröffentlicht und nur Bertrand gab 1884 seiner Auffassung Ausdruck, die mit derjenigen von Suess übereingestimmt zu haben scheint, denn in der Folgezeit ist von ihr öfters in der Literatur als von der Suess-Bertrand'schen Hypothese die Rede. Doch veranlasste sie zunächst weder eine öffentliche Diskussion, noch auch eine Minderung des Ansehens, das sich die Doppelfalte fast allseitig erworben hatte. Meinen durch weitere Untersuchungen bestärkten Zweifeln habe ich 1894 von neuem Ausdruck verliehen.[1])

[1]) Im Anhang zu meinem Ostalpenquerschnitt. S. 230–256.

Zugleich trat um diese Zeit eine neue Generation von Geologen auf den Arbeitsplan, die sich zwar zunächst an die Doppelfalte nicht heranwagten, aber für die Alpen ausserhalb dieses Gebietes nach neuen Erklärungen suchten. Besonders der bevorstehende internationale Kongress in Zürich und die Forderung fremde Geologen in den Bau der Alpen einzuführen, hatte mächtig anregend gewirkt. Die berühmten nordalpinen Klippen wurden als Ueberschiebungsphänomene erkannt. Quereau[1]) war wohl der erste, welcher bei Iberg diese Sachlage genau kartographisch festlegte, aber die Wechselbeziehungen, der in den schweizerischen Alpen arbeitenden Geologen war eine so vielseitige, dass es schwer hält, nachträglich die Prioritätsrechte genau abzugrenzen. Auf Carl Schmidts Profilen[2]) schwimmt die grosse Mythenklippe schon als Scholle auf dem jüngeren Flysch. Nach Norden gerichtete Ueberfaltung, Schuppen und Ueberschiebungen fand Zeller[3]) 1893 im Gebiet des Berner Oberlandes. Schardt[4]) versuchte 1893 alle diese Beobachtungen unter einem allgemeinen Gesichtspunkt zusammenzufassen. Die Jurabreccie des Chablais, des Stockhornes, die Klippen alle und selbst den Rhätikon lässt er als eine grosse ehemals zusammenhängende Decke von Süden her schon während der Eocänzeit über die Zentralalpen herübergleiten. Vor ihrer Stirnrand füllt sich das tertiäre Meeresbecken mit Flyschsedimenten, deren exotische Blöcke jener anrückenden Schubmasse entstammen. Dann wird auch dieser Flysch langsam zugedeckt und die Schubmasse erreicht schliesslich, die inzwischen zum Absatz gekommene Molasse. In den Profilen des Livret guide hat er diese Anschauung 1894 auch bildlich zum Ausdruck gebracht und in einem Vortrag[5]) 1897 setzte er dann seine Ideen noch schärfer auseinander. Endlich im folgenden Jahre[6]) hat er eine

---

[1]) Quereaus Aufnahmen fallen in die Jahre 1891 und 92, abgeschlossen wurde die Arbeit 1893, aber erschienen ist sie unter dem Titel: „Die Klippenregion von Jberg“ erst 1894 in den Beitr. z. geol. Karte der Schweiz als Lief. 33.

[2]) Im Livret guide 1894.

[3]) Ein geologisches Querprofil durch die Zentralalpen. 1894.

[4]) Sur l'origine des préalpes romandes. Archives des sc. ph. et nat. tome 20. Dec. 1893.

[5]) Die exotischen Gebiete, Klippen und Blöcke am Nordrande der Schweizeralpen. Eclogae Vol. V S. 233. 1897.

[6]) Les régions exotiques du versant nord des Alpes suisses. Bull. soc. vaud. des sc. nat. vol. 34, S. 113—219. 1898 mit Karte und Profilen.

ganz eingehende Darstellung derselben gegeben, die als die eigentliche Begründung seiner „Verfrachtungshypothese“ zu gelten hat. Sehr interessant in dieser Arbeit ist die historische Schilderung des Gährungsprozesses zwischen 1890 und 98 und der Entwickelungsstufen, die seine eignen Anschauungen darin durchlaufen haben. Neue Hypothesen entstanden und verdrängten sich in raschem Lauf. Am 15. Mai 1895 gibt Lugeon seine 1893 aufgestellte Champignontheorie auf, bekämpft die Schardtsche Auffassung und nimmt Ueberschiebung aus Norden an, aber im Mai 1896 ist er bereits überzeugter Anhänger der Schardtschen Hypothese. Heute ist er es freilich schon nicht mehr. Schon ein Jahr später hat er seine neueste Theorie entwickelt, die er dann auch dem Geologen-Kongress in Wien vorgetragen hat. Mit der Schardtschen Hypothese hat sie fast nur noch das gemeinsam, dass eine grossartige Massenübertragung von der Südseite auf die Nordseite der Alpen angenommen wird. Man kann sie sehr wohl als eine *Ueberfaltungstheorie* bezeichnen, aber dies gilt nicht für die Schardtsche Theorie und der neueste Versuch Steinmanns diesem Autor das geistige Urheberrecht zu wahren, geht doch zu weit. Gewiss ist es, dass die heutige Lugeonsche Auffassung aus der Schardtschen hervorgegangen ist. Aber Schardt dachte nicht an Ueberfaltung, ja er hat sie sogar ausdrücklich abgelehnt. Was von der Südseite der Alpen herüberkam, ist nach ihm aus höherer Lage langsam gegen Norden in das Flyschmeer herabgeglitten. Diese exotischen Massen liegen darum mit ihrer normalen Unterseite auf dem Flysch, bilden keine liegenden Falten, während umgekehrt die Sedimente der Nordseite stark gefaltet uud unter der Last der exotischen Decke von dieser zugleich niedergedrückt und gegen Norden umgelegt — eingeebnet wurden. Freilich haben sich dann auch die Schichten der exotischen Decke gefaltet, weil sie sich in die weiche Flyschunterlage einsenkten, dabei verbogen und von den nachfolgenden Gleitmassen weitergeschoben wurden. Am ehesten würde man darum die Schardtsche als eine *Gleittheorie* bezeichnen können.

Es kann nicht unsere Aufgabe sein hier zu entscheiden, welche der verschiedenen Hypothesen, die man zur Erklärung der verwickelten Lagerungsverhältnisse in den Westalpen aufgestellt hat, die bessere sei, wohl aber müssen wir untersuchen, mit welchem Recht man dort gewonnene Ergebnisse auch auf die Ostalpen übertragen hat.

Schardt war der erste, der diese Uebertragung versucht hat. Nachdem er von den exotischen Decken der Freiburger Alpen ausgehend, ostwärts auch die Klippen von Giswyl, des Vierwaldstätter-Sees und von Iberg als Ueberreste einer einzigen ehemals geschlossenen Ueberschiebungsmasse zusammengefasst hatte, glaubte er den grossen Sprung über die Glarner Doppelfalte wagen zu können und die grosse Triasdecke des Rhätikon mit hinzunehmen zu dürfen Aber freilich die Art, wie er auf seiner Karte die Schubdecke des Rhätikon begrenzt, zeigt uns aufs deutlichste, dass er diese Gegend nicht gekannt hat. Auch macht er keine weitere Angaben darüber, von wo wohl die Trias des Rhätikon hergekommen sein soll.

3. Die Ueberfaltung der Ostalpen nach Lugeon.

Lugeon[1]) ist dann 1902 dieser Schardtschen Anregung gefolgt, aber seine Kenntnis der dortigen Verhältnisse war eine bessere. Inzwischen waren ja auch eine Reihe tektonischer Arbeiten über dieses Gebiet erschienen. Er stellt den kühnen Satz auf (S. 727), dass der Nordrand der Alpen von der Arve bis Salzburg aus grossen übereinanderliegenden Decken gebildet wird, welche den wahren in der Tiefe verborgenen autochtonen Rand vollständig bedecken. Die Beweise sind auf S. 796—802 zu geben versucht. Abgesehen von den Umdeutungen, die er mit den Lorenzschen Profilen vornimmt, und die etwas eingehender behandelt sind, beschränkt sich sein Nachweis für den Rest der bayrischen Alpen auf folgendes, das ich in Uebersetzung wiedergebe: „*Die Triasdecke des Rhätikon, die sich nach Osten in die bayrischen Alpen fortsetzt, liegt auf Flysch.* Auch diese Decke kann nur von Süden kommen. Es würde unlogisch sein, die Bewegung nach Norden nicht anzunehmen, nachdem was ich bewiesen zu haben glaube. Im Allgäu und in dem übrigen Bayern geht der Flysch überall unter die Triasberge hinunter. . . . . *Die Glarner Decke taucht in den Ostalpen nur noch in Form regelmässiger Falten unter dem Flysch empor*, welche die Fortsetzung der Stirnfalte des Sentis repräsentiren. *Im Illertal verschwinden sie unter der grossen Triasdecke*, ziehen sich aber unterirdisch noch weit nach Osten fort. *Bei Schliersee kommen*

[1]) Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. Bull. soc. géol. France 1902, S. 723—825.

einige Falten in helvetischer Facies wieder zum Vorschein, um sogleich wieder unter den Ausläufern des Wendelsteines unterzutauchen, *der aus Trias und Jura besteht* und in dem ich die Spuren schöner liegender Falten gefunden habe, die Fraas als Verwerfungen gedeutet hat. Dieser selbe Wendelstein ruht auf Flysch." Ein Teil dieser Angaben (durchschossen gedruckt) ist altbekannt, ein anderer Teil so unbestimmt gegeben, dass es unmöglich ist, ihn auf seine Stichhaltigkeit zu prüfen. Dass der Wendelstein auf Flysch ruht — in der Tiefe mag ja möglich sein, aber zu sehen ist es nicht. Die helvetische Kreide bei Schliersee hat schon Gümbel beschrieben, aber wer sagt uns denn, dass dies die Stirnfalte des Sentis sei? und dass sie unter dem Wendelstein verschwindet. Und was beweisen endlich diese Behauptungen dafür, dass alles dies aus Süden hergewanderte Decken sind, die das bodenständige Gebirge vollständig verhüllen? Aus welcher Gegend ist denn die Trias des Rhätikon und der bayrisch-tiroler Kalkalpen eingewandert? Hierauf wird uns nur für den Rhätikon Antwort gegeben auf Seite 808: Si nous poursuivons notre hypothèse, nous voyons que ce serait au sud de l'Engadine qu'il faudrait rechercher la racine de la nappe du Rhäticon." Wahrhaftig eine sehr vorsichtige und im Grund auch nichtssagende Antwort. Wir wollen ja nicht wissen, wo diese Wurzel zu „suchen sein dürfte", sondern wo sie ist. Wer die These aufstellt, dass alle scheinbar anstehenden Felsmassen auf der Nordseite unserer Ostalpen nur exotisch und von weither aus Süden eingewandert sind, der hat doch in erster Linie die Pflicht, diese so unwahrscheinliche Herkunft zu beweisen. Statt dessen verweist man uns nur ganz allgemein auf das Gebirge im Süden des Engadins in eine Gegend, wo die Trias gar nicht vorkommt, oder wenn sie doch dasein sollte, jedenfalls ein ganz anderes Aussehen hat, als die Trias des Plessurgebirges und des Rhätikons.

Vor allen Dingen ist es aber befremdlich, dass Lugeon mit keinem Wort auch nur erwähnt, ob er denn in den angeblichen Decken jene Struktur gefunden hat, die nach seiner Auffassung absolut notwendig ist und ohne welche jene unter keinen Umständen „Ueberfaltungsdecken" sein können. „Il faut un pli frontal pour limiter une nappe", das sind seine eignen Worte (l. c. 767). Denn als enge steile Gewölbe haben sich nach seiner Meinung diese jetzt dicht übereinander liegenden, gekrümmten, oft abgerissenen und ausgepressten „Nappes" aus dem Alpenkörper erhoben,

zuerst wuchsen diejenige auf der Südseite der Alpen in solche Höhe (nappes des racines internes), dass sie gezwungen waren sich umzulegen und zwar gegen Norden bis auf den Boden, aber auch dann wuchsen sie noch weiter und schoben sich mit dem Gewölbefirst voran über den Alpenkörper hin, einige bis an den Nordrand desselben, so dass der autochtone Teil der Alpen gänzlich von ihnen verhüllt wurde. Aber gleichzeitig mit dieser Ueberfaltung von Süden entstanden auch in den nördlichen Gebieten Faltungen, aber sie wurden von den anrückenden Südfalten überwältigt, ebenfalls nach Norden umgelegt und überfahren, dabei zusammengepresst, ausgewalzt, stückweise auch abgerissen und mit nach Norden fortgeschleppt. Aber selbst in den auf diese Weise schon überfaltenden Gebieten erzeugte der fortgesetzte Druck aus Süden neue Falten, die im Kampfe mit den auflastenden und noch in Bewegung befindlichen Decken sich nur mühsam entwickeln konnten, aber vielfach jene Decken selbst mit in die Höhe hoben, so dass die erst annähernd horizontal ausgebreiteten Schichten in den Schenkeln jener Faltendecken eine zweite wellenförmige Faltung erlitten.

Für die ostschweizerischen Alpen hat Lugeon diese Struktur mehrfach, wenn auch mit wechselndem Glücke, nachzuweisen versucht, meist jedoch sich auf den Nachweis der Stirnfalte beschränkt. In den Ostalpen hingegen hat er nicht nur das letztere ganz unterlassen, sondern sogar wenn auch unabsichtlich, das Fehlen derselben konstatirt. Wenn er S. 799 sagt: „La nappe glaronnaise n'apparaît plus dans les Alpes allemandes que sous la forme de plis reguliers qui émergent du Flysch. Ils représentent la continuation du pli frontal du Sentis;“ so ist damit doch zugestanden, dass diese Falten in den Ostalpen nicht mehr als das Ende liegender Deckenfalten erscheinen, sondern die Charaktere normaler Schichtenaufbiegungen besitzen. Das wichtigste aber ist, das bisher nirgends in dem weit ausgedehnten Gebiete der nördlichen Ostalpen die Trias in der für die Faltendecken erforderlichen Lagerung angetroffen worden ist, nämlich so, dass sie zweimal über einander läge, zu oberst in normaler, zu unterst in umgekehrter Aufeinanderfolge ihrer Schichtserie. Das war auch der Hauptgrund, warum die ostalpinen Aufnahmsgeologen 1903 in Wien zu den Ausführungen Lugeons den Kopf schüttelten. Wohl alle haten das Gefühl, dass Lugeon eine für die Westalpen vielleicht recht passende und gute Hypothese ohne zwingenden Grund auf die Ostalpen über-

tragen wolle und dass ihm zu einer solchen Uebertragung vorerst die erforderliche Kenntnis der ostalpinen tektonischen Verhältnisse fehlte.

4. Termier's Weiterentwickelung der Lugeon'schen Ansichten.

Dieses Gefühl der ostalpinen Geologen hat bis zu einem gewissen Grade auch Termier geteilt. Er benutzte deshalb nicht nur die offiziellen Kongressausflüge, sondern machte noch besondere Exkursionen in diesem und dem folgenden Jahre, um sich über die Geologie der Ostalpen zu informiren. Die Ergebnisse derselben hat er veröffentlicht.[1])

Die drei von ihm 1902 veröffentlichten farbigen Querprofile durch die Ostalpen veranschaulichen in ausgezeichneter Weise seine Vorstellungen über den Bau des Gebirges, wozu dann als Ergänzung die neuesten drei Profile durch die Hohen Tauern, das Oetztal und den Ortler gekommen sind. Er zerlegt wie Suess die Ostalpen in zwei Systeme: im Norden die Alpen, im Süden die Dinariden. Die Grenze zwischen beiden fällt nur streckenweise mit der Gailtal-Iudicarienverwerfung zusammen. Er bezeichnet sie als die alpin-dinarische Verwerfung, die aber weder eine einfache Sprung-Verwerfung, noch eine Faltenverwerfung sein soll. Sie ist vielmehr nur ein Teil einer ursprünglich fast horizontalen grossen Schubfläche (surface de chariage), auf der die Dinariden von Süden als Ganzes über die Alpen hinweggeschoben wurden. Erst bei Eintritt der adriatischen Einbrüche sank der südliche Teil dieser Schubmasse mit samt seiner alpinen Unterlage in die Tiefe, wobei die flache Schubfläche am Abbruchsrand sich abbiegend steil und z. T. sogar senkrecht stellte. Der nicht abgesunkene Teil lag nun viel höher und wurde durch Erosion allmählich gänzlich abgetragen, so dass dort nur noch die tiefer

[1]) Sur quelques analogies de faciès géol. entre la zone centrale des alpes orientales et la zone interne des alpes occidentales. -- Sur la structure des hohe Tauren — sur la synthèse géol. des alpes orient. 1903 und nouvelles observations géol. sur les nappes de la région du Brenner-, sur les nappes de la région de l'Ortler-, sur la fenêtre de la Basse-Engadine sur la continuité des phénomènes tectoniques entre l'Ortler et les Hohe Tauern — sur la structure générale des Alpes du Tyrol à l'ouest de la voie ferrée du Brenner. 1894 (Comptes rendus l'Acad. des sciences Paris.) Les nappes des Alpes occidentales et la synthèse des Alpes. Bull. soc. géol. France t. 3 1904. Les Alpes entre le Brenner et la Valteline. ibid. 1905.

gelagerten alpinen Falten erhalten geblieben sind, während im gesunkenen Teil die Dinariden-Decke noch ganz erhalten ist, so dass hinwiederum die alpine Unterlage vollständig verborgen liegt. Da aber somit weder diese Unterlage, noch die frühere Existenz der Dinaridendecke im Alpengebiet nachgewiesen ist, bezeichnet Termier dies nur als eine *Hypothese* „si vraisamblable et séduisante qu'elle soit". Warum aber sind die Falten in den Dinariden, trotz deren Bewegung gegen Norden, alle nach Süden umgelegt? Mit den Adriabrüchen trat eine Rückfaltung (décompression) ein, wobei sich die schon vorhandenen Falten der Dinariden auf die andere Seite umlegten.

In den Alpen wurden alle Falten gegen Norden oder Nordwesten umgelegt und bilden nun eine Anzahl von übereinander liegenden Decken (nappes), die von den Dinariden als einer grossen Walze (traînau écraseur) eingeebnet, auf einander gepresst und ausgezogen worden sind. Dieser letztere Prozess ist natürlich ebenso *hypothetisch*, wie die Dinariden selbst. Der Ursprung oder die Wurzeln der alpinen Falten liegen alle südlich von ihrer Stirne oder ihrem First und die Flanken oder Schenkel der Sättel und Mulden liegen flach geneigt, meist sogar ganz horizontal und stellen sich nur erst nahe der Wurzel steiler. In ihrer Höhe sind die Falten sehr verschieden. Die höchsten sind in der Regel die südlichsten und diese sind es darum auch, welche die nördlichen meist vollständig zudecken, so dass letztere selbst am Nordrande der Alpen nicht zum Vorschein kommen. Die Dicke dieser übereinander aufgetürmten Falten steigt bis 10 000 m. Wir können also, da die Täler ja meist nur 2—3000 m, vielfach aber noch viel weniger tief in den Alpenkörper eingeschnitten sind, die tiefsten Falten gar nie kennen lernen. Sie sind also rein *hypothetisch*. Aber Termier schliesst auf ihre Existenz aus dem Vorhandensein der oberen Decken. Diese letzteren allein sind der Beobachtung zugänglich, ihr Nachweis ist somit die Grundlage, auf der jene Hypothesen aufgebaut werden können und um ihn zu leisten hat Termier seine Exkursionen in den Ostalpen unternommen. Dass er sich dabei nicht in jener glücklichen Lage des Feldgeologen befand, der hinausgeht um zu beobachten und dann daraus seine Schlüsse zu ziehen und wenn nötig Hypothesen zu entwickeln, leuchtet ein, denn er hatte seine Hypothese schon vorher formulirt und er hatte schon den festen Glauben, dass die tektonischen Züge der Ostalpen geradeso sein müssten,

wie diejenigen, welche er in den Westalpen erkannt hatte. Er fasste sogleich den Stier bei den Hörnern an und begab sich in das stratigraphisch schwierigste Gebiet: in die Zentralalpen, wo eine Menge verschiedenartiger Schichtgesteine vorkommt, aus denen gar keine Versteinerungen bekannt sind und über deren stratigraphische Stellung ebendeshalb die Meinungen der Geologen schon immer oft weit auseinander gingen. Als ich das Kapitel V über die Brenner-Ueberschiebung (S. 208—214) niederschrieb, war Termiers letzte Arbeit noch nicht erschienen. Man vergleiche seine Fig. 2 S. 219 (1905) mit meiner Fig. 88, sie stellen beide den gleichen Querschnitt dar. Während Frech und ich den Kalkphyllit für älter als Trias halten, weil er an den Tarntaler Köpfen unter der versteinerungsführenden Trias liegt, sieht Termier in ihm jüngere Ablagerungen, weil an anderen Stellen versteinerungslose Marmore konkordant in und unter diesem Schiefer liegen, die er für unzweifelhafte Trias ansieht, während ich sie wie die Phyllite selbst als palaeozoisch ansehe und für die unteren Marmore die österreichischen Geologen den Namen Hochstegenkalk geschaffen haben, um diese schon im Namen von den palaeontologisch sicher gestellten Triaskalken zu unterscheiden. Für Termier bestimmend sind gewisse petrographische Aehnlichkeiten, welche diese Marmore mit sicheren Triasgesteinen am Semmering und in den franz. Alpen haben. Die sichere Trias der Tarntalerköpfe liegt diskordant auf den Kalkschiefern und ist zugleich petrographisch von jenen Marmoren sehr verschieden; das ist für Termier Anhalt genug um anzunehmen, dass die Trias dort über den jüngeren Kalkphyllit geschoben sei, dass sie einer höheren Nappe angehöre, die 40 Kilom. weiter im Süden ihre Wurzel habe. Bei dieser völligen Unsicherheit der Stratigraphie ist natürlich gerade die Brennergegend höchst ungeeignet, um bei einem Besuche, der nur nach Tagen zählt, solche Probleme zu lösen. Geeigneter hierfür ist ohne Zweifel der Ortler. Hier zum erstenmale ist es Termier gelungen, für eine seiner Nappe den Nachweis muldenförmiger Lagerung, den er uns sonst überall schuldig geblieben ist, zu führen. Nach seiner Meinung sollen es ja umgelegte Falten sein, die die Decken bilden, aber in seinen Brennerprofilen sieht man davon nichts. Der Ortler bildet eine grosse liegende Mulde mit Liaskern, die aber so von der Dinariden-Walze misshandelt worden ist, dass sie sich mit ihrem Kopf gegen Nordwesten ganz in den Boden hinein und unter die höhere Umbrail-Falte gebohrt hat,

und ihre Wurzel im Südosten jetzt bedeutend höher läge, wenn die Erosion sie nicht gänzlich hinweggeführt hätte, so dass gar nichts mehr davon zu sehen ist. (1905, Taf. VIII Coupe 1.). Wenn man damit mein auf Taf. IV Fig. 72 gegebenes Profil vergleicht, ergibt sich, dass der angebliche Lias im Brauliotal nicht vorhanden ist, dass Termier den wahren rhätischen Muldenkern, weil er nicht am Wege liegt, gar nicht gesehen hat. Dieser Kern biegt sich bei Spondalunga so um, dass die Mulde nicht nach Norden, sondern nach Süden geöffnet sein muss. Termier scheint diese Umbiegung (Fig. 8) wohl gesehen zu haben, sucht aber ihre Bedeutung durch einige sekundäre Fältelungen aufzuheben. Die grosse Längsverwerfung Livigno-Trafoi stellt er direkt in Abrede, wie er denn überhaupt dieser Art von Gebirgsstörungen keine besondere Liebe entgegenbringt. Doch hat es mich gefreut, dass er trotz der kurzen Zeit, die er auf die Untersuchung verwenden konnte, die muldenförmige Lagerung im westlichen Ortler-Massiv richtig erkannt hat. Die grossen Blockmassen von Ortler-Trias in der wilden Schlucht bei Schmelz hat er als eine unter den Phylliten liegende Triasnappe aufgefasst. Ich habe diese z. T. allerdings durch ihre ungewöhnliche Grösse auffallenden Dolomitmassen 1902 auch beobachtet und ich bin überzeugt, dass sie schon von vielen Geologen gesehen worden sind, denen es aber wahrscheinlich wie mir gegangen ist. Ich war zuerst zweifelhaft, ob die Trias anstehe oder nicht, habe aber dann doch die Ueberzeugung gewonnen, dass diese grossen wirr durcheinander liegenden Blöcke in früherer Zeit von Gletschern, oder durch irgend welche Katastrophen, vom Ortlergebiet losgelöst und hierherunter geschafft worden sind.

Eine kurze kritische Zusammenfassung der Termierschen Untersuchungen ergibt, dass er sehr grosse Ueberfaltungsdecken nachgewiesen zu haben glaubte, die alle im Südrand der Alpen und nördlich der Dinaridengrenze (beim Ortler zwischen Val Furva und dem Tonale-Pass, am Brenner zwischen Pfitschertal und Mauls) ihre Wurzeln haben und sich von dort über die ganze Breite der Zentralen Alpen legen und mit ihren Stirnenden die nördlichen Kalkalpen aufbauen. Die Wurzel-Zone, in der sie entspringen, hat eine Breite von ungefähr 10 km, sie selbst bedecken einen gegen 100 km breiten Streifen Landes und bilden dabei zusammengenommen eine Decke von über 7 km Dicke. Um auf das bodenständige Gebirge zu kommen, müsste man also inner-

halb der Zentralen Alpen Schächte abtäufen von meistens 5—7000 m Tiefe. Die Trias des Ortler gehört der vierten Faltendecke an, unter der also noch drei weitere liegen. Die Wurzel der Ortler-Falte liegt so hoch, dass sie von der Erosion schon ganz abgetragen worden ist. Nur von dieser Falte hat Termier den synklinalen Bau, für alle anderen weder diesen noch auch einen antiklinalen Bau nachgewiesen. Ausserdem besteht noch ein sehr wichtiges Bedenken gegen die Richtigkeit der Deckenkonstruktion. Nehmen wir z. B. Termiers Nappe 5 in Profil I auf Taf VIII (1905). Danach stellt die Trias dieser Decke eine Falte dar mit unbekannter Wurzel im Süden des Ortlerstockes. Dazu gehören von Süd nach Nord gehend die Trias des Piz Umbrail, Lischanna und der nördlichen Kalkalpen zwischen Arlberg und dem kleinen Walser Tal im Allgäu. Die Trias des Piz Umbrail nennt Termier ausdrücklich (S. 246) un pli triasique. Er nimmt also an, dass die Trias aus zwei übereinander liegenden Faltenschenkeln besteht, von denen der eine in verkehrter Lagerung sich befindet. Das gleiche muss natürlich auch für das äusserste Ende dieser Falte im Allgäu gelten. Nun ist aber die Trias des Umbrail in einer ganz anderen Facies entwickelt als die des Allgäus. Oeffnen wir aber in Gedanken die Schenkel dieser langen Mulde und breiten wir sie wieder in ihre ursprüngliche horizontale Lage aus, dann ergibt sich ganz im Süden Trias in der Arlbergfacies, in der Mitte Bündnerfacies und ganz im Norden wieder Arlbergfacies. Das gleiche Ergebnis wird erzielt für die Wettersteinkalkfacies, wenn wir die Decke 4 des Profiles III auseinanderlegen. Während heute die Arlberg- und Wettersteinkalkfacies (siehe tektonische Uebersichtskarte) im Bereich dieser zwei Profile nur auf die nördlichen Kalkalpen beschränkt ist, müsste man also annehmen, dass die gleiche Facies auch noch weit im Süden, aber getrennt durch ein breites Triasmeer mit Bündner Facies existirt hätte. Dies ist aber im höchsten Grade unwahrscheinlich und jedenfalls sind keinerlei Tatsachen bekannt, die für eine solche Verbreitung sprächen. Allerdings kommt in den Gailtaler Alpen, wie die Karte lehrt, die Wettersteinfacies auch auf der Südseite des Zentralkammes nochmals vor, aber wir wissen, dass für diesen Bezirk ein Zusammenhang um das Ostende der Alpen herum bestanden hat, während, wo immer in den eigentlichen Zentralalpen die Trias entwickelt ist, sie eine ganz andere Facies zeigt, so in den

Radstätter Tauern, am Brenner, am Ortler und in Graubünden. Die Art dieser Facies-Unterschiede, welche ich auf der Karte zur Darstellung gebracht habe, ist zu wohl bekannt, als dass ich darauf hier näher einzugehen bräuchte.

Der Beweis für die Behauptung, dass die Ueberschiebungsdecken Ueberfaltungen seien, steht also noch aus, selbst für den Fall, dass man Termiers Profile als den Tatsachen entsprechend gelten lassen wollte. Die nördlichen Kalkalpen hat er überhaupt gar nicht in seine Untersuchungen einbezogen und somit ist der Versuch, die Umbiegungen an der Stirn dieser Falten nachzuweisen, noch gar nicht unternommen. Von der Rolle, die die Dinariden dabei gespielt haben, gilt, was er selbst ausgesprochen hat: sie ist eine noch unbewiesene Hypothese, zu deutsch eine reine Vermutung.

Ziehen wir aber die Konsequenzen dieser tektonischen Hypothesen und versuchen wir, das Mass der Zusammenschiebung zu berechnen, das sich danach für den ganzen Körper der Ostalpen ergibt, so erhalten wir bei der Auseinanderlegung der vielen Ueberfaltungen in die Horizontale, selbst wenn wir der Auswalzung und Streckung der Falten durch die Dinariden-Ueberwalzung in ausgiebigster Weise Rechnung tragen, eine ursprüngliche Breite des Alpenkörpers, die die heutige um das fünffache übertrifft. Die eocänen Schichten, welche am Südrande der Alpen unter der Poebene verschwinden, müssten also ehemals im Süden von Neapel zum Absatz gekommen sein und während der Alpenentstehung diesen Weg von etwa 80 geogr. Meilen zurückgelegt haben.

Schlusswort.

Den Stein, der lange ruhig dalag und sich nicht bewegen wollte, hat Eduard Suess vor 30 Jahren ins Rollen gebracht. Naturgemäss war diese Bewegung anfangs nur eine langsame. Viele glaubten er bewege sich gar nicht. Andere wollten ihn aufhalten, weil sie befürchteten, er könne Schaden anrichten. Nur wenige hatten ihre Freude daran und halfen mit schieben. Die gesetzmässige Beschleunigung der Bewegung erwies sich stärker als die Reibung an den kleinen Hindernissen, die ihr in den Weg geworfen wurden. Sie wurden zermalmt und heute ist niemand mehr, der dem raschen Rollen Einhalt zu gebieten sich getraute. Man muss jetzt schon eilen, wenn man dem Stein folgen will, und es sind ihrer viele geworden, die ihm nachlaufen und versuchen mit Drücken und Stossen ihn bald nach dieser, bald nach jener Seite abzulenken. So ist es gekommen, dass er keinen geraden Weg genommen hat und dass diejenigen, die sich als Zuschauer in einiger Entfernung gehalten haben, von Zeit zu Zeit erschreckt auf die Seite springen mussten, um nicht in seine Sprungbahn zu geraten. Einige haben dabei sogar Schaden genommen. Andere beklagen sich über den Wechsel und die Unberechenbarkeit der Bahn und den Lärm des Gefolges, das Einfluss auf die Richtung der Bahn zu gewinnen sucht. Aber nicht nur den Zuschauern, sondern auch den Mitwirkenden mag die ganze Bewegung manchmal nur aus Unordnung und Willkür zusammengesetzt erschienen sein, weil der aufwirbelnde Staub den Blick trübt.

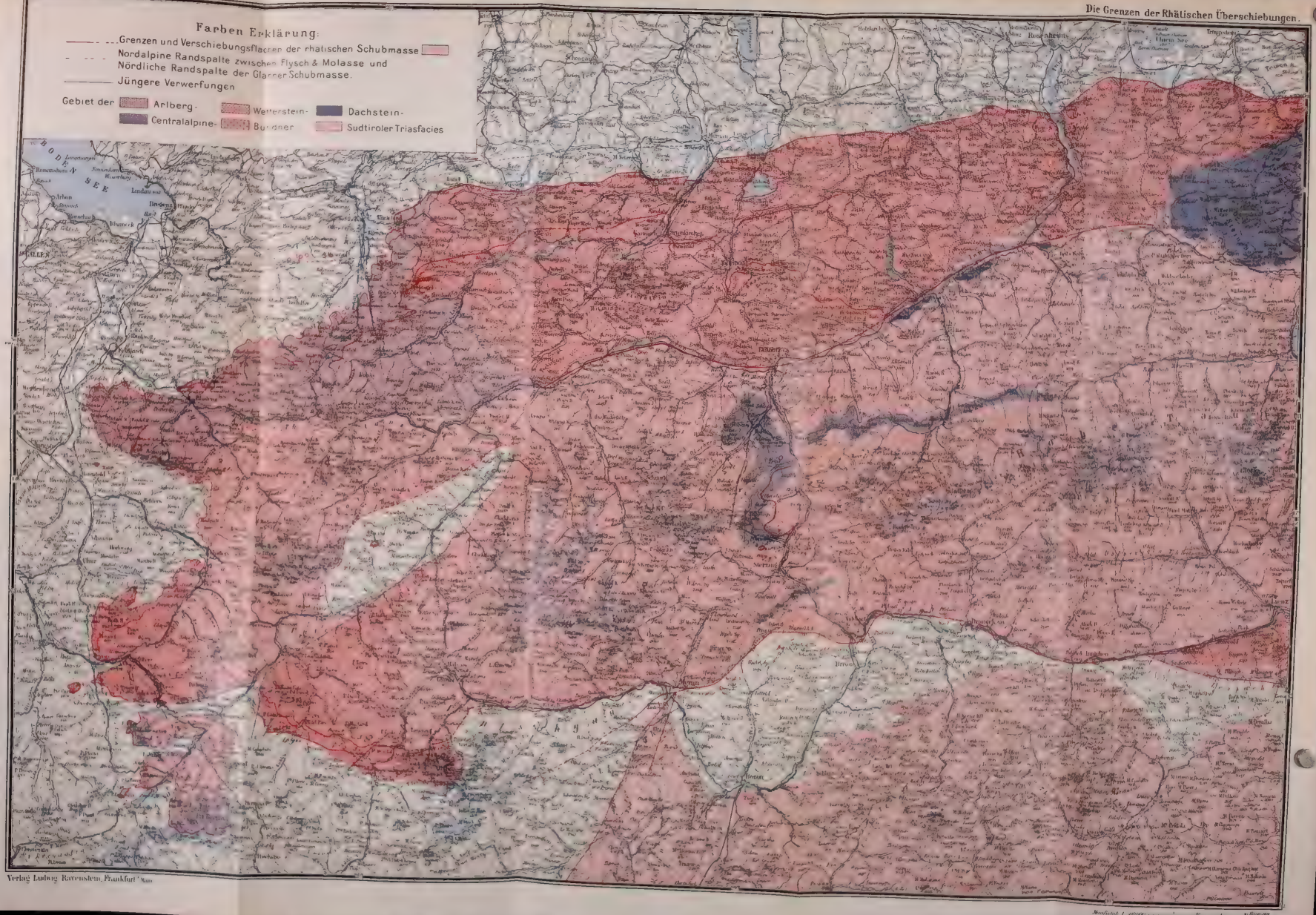
Da wirkt es wie ein Trost und den Verzagenden wie eine Ermunterung, wenn der Mann, dem wir dieses ganze Schauspiel verdanken, in seiner ruhigen und gemessenen Weise uns sagt [1]) dass der Stein nach seiner Meinung noch immer in der Bahn läuft, die er ihm vor 30 Jahren gegeben hat.

[1]) Eduard Suess. Ueber das Inntal bei Nauders. Sitzber. Akad. d. Wiss. Bd. 104. Wien 1905.

Grosse Decken haben sich nach seiner Meinung übereinandergeschoben auf weite Strecken. Das ist ein grosszügiger tektonischer Vorgang, der nicht an einzelne kleine Faltungsprozesse anknüpft. Die Bewegung der Massen folgte einheitlich gewaltigen treibenden Kräften und zersplittert sich nicht nach allen möglichen Richtungen hin.

Er unterscheidet die helvetische, lepontinische und ostalpine Decke. Sie sollen sich von Süden gegen Norden bewegt haben. Darin kann ich ihm nicht zustimmen. Detailforschungen, denen ich jahrelang oblag, haben mich mit Tatsachen bekannt gemacht, die mir nur durch die Annahme einer Bewegung von Osten gegen Westen erklärbar erscheinen. Ich bin seinerzeit in dieser Hinsicht ganz voraussetzungslos an die Arbeit gegangen und versuchte zuerst unter dem Einfluss herrschender Schulmeinungen die Einzelbeobachtungen durch Ueberschiebungen in der S-N-Richtung zu erklären. Aber es gelang nicht und wirkliche Befriedigung gewährten mir für die Glarner- und die rhätische Schubmasse nur die O-W-Bewegung. Wie weit ich damit das Richtige getroffen habe, wird die Zukunft lehren.

Die Grenzen der Rhätischen Überschiebungen.



Verlag Ludwig Ravenstein, Frankfurt a/M.

GEOLOGISCHE ALPENFORSCHUNGEN

VON

A. ROTHPLETZ.

III.

DIE NORD- UND SUED-UEBERSCHIEBUNGEN IN DEN FREIBURGER ALPEN.

MIT 17 TEXTFIGUREN UND 7 TAFELN.

MUENCHEN.
J. LINDAUERSCHE BUCHHANDLUNG (SCHOEPPING).
1908.

Kgl. Hofbuchdruckerei Kastner & Callwey, München.

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Vorwort 1

Lugeons Auffassung 3
Schardts Auffassung 6
Carl Schmidts Modifikationen 8

I. Die Alpen zwischen Gurnigel und Sitten . 10

A. Stratigraphischer Teil 10

1. Die Trias 10
2. Der Lias 14
3. Der Dogger 15
4. Der obere Jura 17
5. Die untere Kreide 19
   a) Die Wildstrubelkette 19
   b) Das Neocom im Norden 20
6. Die obere Kreide 21
7. Der Flysch 23

B. Tektonischer Teil 25

1. Die praealpinen tektonischen Vorgänge in den Freiburger Alpen 25
2. Die alpine Tektonik 29
   I. Das Profil von Gurnigel nach Weissenburg . . . 29
   II. Das Profil vom Klushorn bis Schwenden 35
3. Profil von der Dürrifluh zum Laubegg an der Simme 39
4. Profil durch Bunschlergrat und Niederhorn 42
5. Profil vom Sparrenmoos über Hohlas nach Zweisimmen 43
6. Profil vom Hundsrück über den Rinderberg zum Mattenberg 47
7. Profil durch den Col de Videman 51
8. Profil von Matten zum Amertengrat 57
9. Die Kartenskizze der Umgebung von Lenk 62
10. Profil vom Laufboden ins Iffigental 65
11. Profil vom Iffigen-Horn zum Regenbolshorn 68
12. Profil durch das Südgehänge der Wildstrubelkette . 71
13. Schematisches Querprofil durch das ganze Gebiet . . 76
14. Ueber die Richtung, aus der die Schubdeken kamen . 79

C. Rückblick auf die tektonischen Vorgänge im Gebiete zwischen Gurnigel und Sitten 86

Seite

II. Der Bau der Freiburger Voralpen und der Berner Hochalpen 92

1. Die Gurnigel-Nordüberschiebung 93
2. Die Gantrisch-Nordüberschiebung 94
3. Die Gastlose-Nordüberschiebung 95
4. Die Wildstrubel-Nordüberschiebung 97
5. Der Bau der Schuppenzone 100
6. Der Bau der Berner Hochalpen 103
7. Zusammenfassung 106

III. Der Bau der nördlichen Schweizer Alpen 108

A. Die Alpen zwischen Arve und Rhone 108

B. Die Alpen zwischen Aare und Rhein 112

1. Die Gurnigel-Nordüberschiebung 112
2. Die Gantrisch-Nordüberschiebung 113
3. Die Gastlose-Nordüberschiebung 114
4. Die Wildstrubel-Nordüberschiebung 115
5. Die Rhonetal-Verwerfung 118
6. Die Südüberschiebungen in den Hochalpen 119
7. Die Südüberschiebungen in den Voralpen 122
8. Die Freiburger und die helvetische Südüberschiebung 123

IV. Rückblick 125

Schlusswort 129

Vorwort.

Wohl alle Alpengeologen sind gegenwärtig untereinander darüber einig, dass im Bau der Alpen Ueberschiebungen von grossem Ausmass eine hervorragende Rolle spielen. Diese Einigkeit, welche an Sicherheit grenzt, ist das Ergebnis der geologischen Forschungen insbesondere der letzten drei Dezennien, aber es hat viel Aufregung gegeben und viel Arbeit gekostet, bis sie erreicht war und dies schöne Bild der Eintracht verschwindet auch heute noch sofort, sobald man nach Art, Verteilung und Entstehung dieser Ueberschiebungen frägt. Die Antworten hierauf schwirren durcheinander und sind voll Gegensätzlichkeit. Die einen klingen unsicher und werden mit Vorbehalt gegeben, die anderen sind sehr bestimmt und voll Zuversicht. Einige meinen, die Zeit zu einer allgemeinen Synthese sei noch nicht gekommen, andere entwerfen bereitwilligst ein anschauliches Bild der Vorgänge, die zu diesen Ueberschiebungen geführt haben. Vergleicht man jedoch diese so gegebenen Bilder, so gewahrt man, dass sie sich selbst in wichtigen Punkten vielfach widersprechen und die Wahl, welchem der Bilder man den Vorzug geben soll, fällt schwer.

Lugeons Pinsel ist besonders farbenprächtig und nachdem er einige seiner Skizzen als nicht entsprechend selbst verworfen hatte, malte er 1902 ein Bild der „grandes nappes de recouvrement“, das sich durch die Kühnheit der Auffassung vor allen anderen auszeichnet und wohl gerade deshalb viel Anklang gefunden hat. Das Neue und Charakteristische dieser Auffassung besteht darin, dass die Alpen in ihrer Gesamtheit aus einer Reihe von Faltungen entstanden gedacht werden, die im Streichen ungefähr den äusseren Umrissen dieses Gebirges parallel laufen, deren Alter und Intensität aber um so grösser ist, je näher ihre Wurzeln der Innenseite des Alpenbogens liegen. Alle diese

Falten haben sich gegen die Aussenseite des Gebirges umgelegt und ihren First in dieser Richtung so lange vorgeschoben, bis die ältesten inneren Falten mit ihren Firsten den Aussenrand der Alpen erreicht und damit alle jüngeren Faltungen zugedeckt hatten, so dass von diesen heute überhaupt gar nichts zu sehen wäre, wenn nicht spätere Erosion die obersten Faltendecken an vielen Stellen abgetragen hätte.

Bei der Konzeption dieser kühnen Ideen hat ohne Zweifel gerade der Teil der Alpen, von dem dieser Aufsatz handelt, eine ausschlaggebende Rolle gespielt, weil LUGEON hier zum erstenmal es versuchen konnte, für eine seiner wurzellosen Deckfalten die dazu gehörige Wurzel namhaft zu machen und damit einem Einwand zu begegnen, der sonst seiner Hypothese von vornherein hätte verhängnisvoll werden müssen.

Meine auf einen Zeitraum von über ein Vierteljahrhundert ausgedehnten Studien der Alpen ostwärts der Reuss und des Comer-Sees hatten mir zwar Veranlassung gegeben, die Gültigkeit der LUGEON'schen Anschauungen, wie er sie während des internationalen Geologenkongresses 1903 vorgetragen hat, für die Ostalpen mit Entschiedenheit zu verneinen, aber es erschien mir damals keineswegs unmöglich und mit meinen Ergebnissen jedenfalls nicht unverträglich, dass weiter im Westen die grossen Ueberschiebungen alle aus Süden erfolgt seien, und als ich mich entschloss, im Sommer 1907 dahin zu gehen, so geschah das nicht etwa in der Absicht, Beweise gegen die südliche Herkunft der Schubdecken zu suchen. Ich war vielmehr auf Grund des Studiums der Karten und Profile vollkommen geneigt, dieselbe als richtig anzunehmen, und das umsomehr, als ja kurz vorher STEINMANN seinen entgegengesetzten und von seinem Schüler QUEREAU verteidigten Standpunkt aufgegeben und LUGEON zugestimmt hatte.

Die Bedenken, welche ich hegte, lagen auf einem anderen Gebiete. Keine der grossen Ueberschiebungen, die ich während 30 Jahren untersucht und als solche erkannt hatte, sind liegende Falten. Selbst wo sie aus anfänglicher Faltung hervorgegangen waren, hatten sie doch bald das Faltungsstadium überschritten und waren in das der einfachen horizontalen Massenbewegung übergegangen. Zu einer ähnlichen Auffassung war auch SCHARDT vor 14 Jahren gerade für die Freiburger Schubdecken gekommen. Dieser Gegensatz zwischen LUGEON und SCHARDT besteht

auch heute noch und er war es, der mich anzog, weil ich Klarheit über den Mechanismus dieser Ueberschiebungen haben wollte und dieser mir viel wichtiger als die Himmelsrichtung erscheint, aus der der Schub erfolgte. Es war infolgedessen für mich eine vollkommen unerwartete Ueberraschung, als ich bei dieser Untersuchung auch in bezug auf die Schubrichtung zu Ergebnissen gelangte, die mit LUGEONS Auffassung nicht übereinstimmen.

Ich will zunächst versuchen, die Meinungsverschiedenheiten zwischen LUGEON und SCHARDT, soweit sie das von mir besuchte Gebiet betreffen, kurz zu skizzieren.

Lugeons Auffassung.

(Tafel IV.)

Zwischen der Rhone im Süden und dem äusseren Flyschrand im Norden, also auf der ganzen Strecke zwischen Sitten und Gurnigel, ist mit Ausnahme einiger Stellen am Nordgehänge des Rhonetales nirgends autochthones Gebirge sichtbar. Dasselbe ist vielmehr von im ganzen neun grossen Faltendecken verhüllt, die in der Weise übereinander aufgetürmt sind, dass die obersten das ganze Gebiet, die unteren nur die südlichen Teile bedecken. Deshalb ist diese Deckenhülle im Süden erheblich dicker als im Norden. Sie hatte dort ursprünglich eine Mächtigkeit von 10 000 Meter, die gegen Norden bis auf 2000 Meter herabsank; aber heute sind diese Mächtigkeiten infolge späterer Erosion ungefähr auf die Hälfte zurückgegangen. Gleichwohl ist es den Tälern nirgends gelungen, sich durch die ganze Decke herab bis auf die autochthone Unterlage einzuschneiden oder irgendwo mehr als drei der Decken an den Talflanken übereinander blosszulegen.

Die Frage liegt deswegen nahe, auf welche Weise LUGEON von der Zahl und Mächtigkeit dieser Decken Kenntnis erlangt habe? Er gibt darüber folgende Auskunft: Für die Existenz einer Faltendecke ist das Vorhandensein eines liegenden Stirngewölbes auch dann ein vollständig ausreichender Beweis, wenn man diese liegende Falte nicht bis zu ihrer Wurzel, d. h. bis zu der Stelle verfolgen kann, wo sie aus dem Boden aufgestiegen ist. Für die fünf obersten Decken hat LUGEON solche Stirngewölbe namhaft gemacht und da er die Wurzel der darunter liegenden, also sechsten Deckfalte am nördlichen Gehänge des Rhônetales fand, so müssen die Wurzeln jener fünf anderen Falten

jedenfalls noch weiter im Süden liegen. Für die sechste Falte ergab sich ihm eine Breite von der Wurzel weg, oder was dasselbe ist, eine Gewölbehöhe von über 20000 Meter, da aber die Wurzeln der oberen Falten nach seiner Meinung etwa in der Amphibolitregion von Ivrea gesucht werden müssen, und da die Stirngewölbe weiter im Norden liegen als bei der sechsten Falte, so ergibt sich für jede dieser eine Breite von etwa 100000 Meter.

Nun sollte eigentlich auf dieser ganzen Strecke in jeder Deckfalte die dabei beteiligte Schichtreihe doppelt liegen, nämlich zu oberst normal und darunter in umgekehrter Reihenfolge, also so, dass das jüngere jeweils unter dem älteren angetroffen wird. Das trifft aber nicht zu und dieses Fehlen wird von LUGEON so erklärt, dass der untere verkehrte Faltenflügel während der langen Wanderung des Stirngewölbes von der Wurzel weg bis zu seiner heutigen Stelle von der Unterlage, auf der die Bewegung stattfand, abgeschürft und unter der Last des darüber liegenden normalen Flügels ausgequetscht worden sei, so dass nur noch einzelne hier und da vorhandene Schuppen (lames de charriage), die abgepresst, mitgeschleppt worden und endlich irgendwo stecken geblieben sind, auf den ursprünglich regelmässigen Faltenbau und das Vorhandengewesensein eines verkehrten Flügels hinweisen. Mit seiner Gewaltsamkeit machte dieser Vorgang natürlich nicht immer bei dem liegenden verkehrten Flügel Halt, sondern er griff auch den hangenden normalen an, so dass dieser an vielen Stellen nur noch ganz geringe Mächtigkeit zeigt, selbst ganz fehlt und dann die Decke tatsächlich unterbrochen, wie auseinandergerissen erscheint.

Aber auch dann noch kann LUGEON die Zusammengehörigkeit der weit auseinanderliegenden Teile leicht erkennen, weil jede der übereinander folgenden Decken durch eine besondere Facies ausgezeichnet ist. Die oberste Decke ist charakterisiert durch die jurassische Hornfluhbreccie, die allen anderen Decken fehlt. Er nennt sie deshalb auch die *„nappe de la brèche de la Hornfluh“*. Auch da, wo die Lagerungsverhältnisse uns ganz im Stiche lassen, genügt somit der Nachweis solcher Breccie, um die betreffenden Massen der obersten Decke einzureihen.

Die darunter liegende „Decke der mittleren Voralpen“, oder wie sie von anderen genannt worden ist, *„die Klippendecke“* ist nicht nur durch das Fehlen jener Breccie, sondern auch durch das Vorkommen von Flysch und Couches

rouges ausgezeichnet, weil diese der Brecciendecke fehlen. Sie ruht auf der „*Niesendecke*“, die nur aus Flysch besteht, der sich aber durch seine mächtigen polygenen Konglomerate von dem Flysch aller anderen Decken leicht unterscheiden lässt. Darunter folgen drei weitere Decken der „Innenzone der Voralpen“ auch *nappes des cols* genannt. Sie sind zum Teil schuppenartig auseinander gezogen. Die Flyschzone der äusseren Voralpen, die auf der Molasse liegt und von der Klippendecke überlagert ist, wird als ein abgeschürfter Teil der nappes des cols aufgefasst. Die unterste dieser drei Decken ist es, die sich am weitesten nach Süden verfolgen lässt bis ins Rhônetal, wo sie auf den Nordgehängen in den Boden untertaucht, — also wurzelt. Sie liegt auf drei weiteren Decken, die sich fundamental von allen den oberen Decken durch das Auftreten des Nummulitenkalkes und der Kreide in helvetischer Facies unterscheiden und deren Wurzeln natürlich unmittelbar im Norden des Rhônetalgehänges liegen müssen.

Den Vorgang dieser Ueberfaltungen stellt sich Lugeon so vor, dass zunächst in zwei weit auseinander liegenden Zonen — nämlich in der des Rhônetales und der Ivrea-Amphibolite — Faltungen entstanden zu einer Zeit als das heutige Alpengebiet noch ein Teil der hercynischen Peneplain war. Diese Falten wuchsen steil und eng aus dem Boden heraus und legten sich alsbald alle nach Norden über, sodass sie mit ihrer Stirn die Oberfläche der alten Peneplain berührten und sich bei fortgesetztem Wachstum über dieselbe gegen Norden hinschoben. So kam es, dass die Falten der südlichen Zone schliesslich die Wurzelgebiete der nördlichen Falten erreichten und sich nun auch über letztere selbst hinaufschoben. Sie gerieten damit auf einen Untergrund, der selbst in Bewegung nach Norden begriffen war.

Nun jedoch entstand auch in der Peneplain selbst infolge des andauernden tangentialen Druckes Bewegung und Faltung und zwar im Gebiet der heutigen Wildstrubelkette. Diese Falten der helvetischen Kreide waren aber im Gegensatz zu den vorausgegangenen keine oberflächlichen, sondern sie entwickelten sich in einer Tiefe von 6—7000 Meter unter der Last der bereits darübergeschobenen südlichen Faltendecken. Als nun gar der tangentiale Druck immer tiefere Zonen der Erdkrust erfasste und die krystallinischen Massive unter den Kreidefalten in Bewegung setzte, stieg das ganze Gebirge über denselben in die Höhe und die

darüber liegenden Falten wurden als Ganzes domförmig aufgewölbt. Sie mussten also einen weiteren Raum als zuvor einnehmen. Das führte zu Zerreissungen und die zerrissenen Teile sanken auf mehr oder weniger senkrechten Spalten teilweise ein. So erklärt LUGEON die nicht unerheblichen Spalten-Verwerfungen, welche die Wildstrubelkette auszeichnen. Aber nicht nur die helvetischen Kreidefalten, sondern auch die noch immer in Wanderung nach Norden befindlichen Schubdecken darüber wurden so in die Höhe gehoben und damit begann eine heftige Erosionstätigkeit sich auf ihrer Oberfläche zu entfalten. Gewaltige Gesteinsmassen wurden in Form von Blöcken, Geröllen, Sand und Schlamm über die steilen Stirngewölbe der Deckfalten in das niedere Vorland herabgeschwemmt und gaben so Veranlassung zur Bildung der oberoligocänen und miocänen Nagelfluh und Molasse. Dadurch verloren allerdings die oberen Decken ihren Zusammenhang und lösten sich in durch Taleinschnitte von einander getrennte Stücke auf, aber der in der Tiefe noch vorhandene tangentiale Schub zwang die obenaufliegenden Deckenteile noch immer sich langsam nach Norden zu bewegen. Die Folge dieser rein passiven Verfrachtung war, dass die Stirnfalten sich auf die zuerst vor ihnen aufgehäuften Alluvionen langsam hinüberschoben, aber zugleich immer wieder neuen Schutt vor sich ablagerten.

Jedoch auch diese Alluvionen, die wir heute als Molasse bezeichnen, wurden dann von dem tangentialen Drucke erfasst, gefaltet und überschoben bis endlich die ganze alpine Bewegung erlosch.

Schardts Auffassung.

Mehrere Jahre bevor LUGEON sich dazu entschloss, hatte schon SCHARDT, auf BERTRANDS Ideen eingehend, für die Freiburger Alpen die Annahme einiger grosser von Süden stammender Schubdecken gemacht. Aber er sah in ihnen keine Deckfalten und stellte bereits 1895 das „Gesetz der Voralpen“ auf, wonach in allen Decken jeweils die ältesten Schichten zu unterst, die jüngsten zu oberst liegen. Nach ihm fehlt jede Spur eines umgekehrten Schenkels und die Decken sind nicht aus liegenden Falten sondern aus Faltenverwerfungen oder auch durch einfaches Abreissen oberflächlicher Krustenteile von ihrer Unterlage entstanden. So glitten sie auf ihrer triasischen

Basis zuerst über die krystallinischen Massive der Zentralalpen und dann über die Zone der helvetischen Kreidefacies von der Südseite der Alpen nach deren Nordseite herüber. Das angebliche Vorhandensein liegender Stirngewölbe am Nordrand der einzelnen Decken stellt er 1900 („Encore les régions exotiques) ausdrücklich in Abrede. Wirkliche Faltung trat nur in den bereits unter diesen Decken liegenden Schichten der Wildstrubelregion ein. Es entstanden liegende Falten, deren obere Flügel sich immerfort an den Stirngewölben einrollten und das ganze Faltensystem langsam nach Norden fortbewegten. Die darauf gelagerten Schubdecken wurden dadurch ebenfalls nach Norden weitergeschoben und gelangten so schliesslich bis zum heutigen Nordrand der Alpen. Die Wildstrubelfalten spielten somit bei diesem gewaltigen Massentransport die Rolle von untergelegten Walzen.

Während Lugeon die Deckenbildung ungefähr mitten in der Oligocänperiode und jedenfalls erst nach Absatz des Flysches ihren Anfang nehmen lässt, nahm Schardt an, dass das Flyschmeer noch existierte als die Schubmassen aus Süden anrückten und dass deren Stirnrand unmittelbar die felsige Südküste des Flyschmeeres bildete.

Von diesen Küstenfelsen gelangten eine Menge von Bruchstücken auf den Boden des Flyschmeeres, die wir jetzt als polygene Konglomerate (brèche du Flysch, blocs exotiques) im Flysch eingelagert allerorten, besonders häufig aber in der Niesen-Region antreffen. Doch rückten die Decken stetig vor, so dass die erste schliesslich wie Grundeis auf den Boden des Flyschmeeres zu liegen kam, während die zweite noch Küstenfelsen bildete und ihren Schutt über dem ertrunkenen Teil der ersten Kette ausbreitete. Bei jeder neuen anrückenden Schubdecke wiederholte sich dies Spiel, bis das Flyschmeer verschwand und zu Ende der Oligocänzeit den Molasse-Seen Platz machte. Aber die Decken waren noch immer im Vorrücken begriffen und wie vorher dem Flyschmeere, so lieferten sie jetzt den Molasse-Seen den Ton, Sand und die Gerölle, welche darin eine so bedeutende Mächtigkeit erlangt haben.

Doch auch über diese Schuttmassen schoben sie sich auf eine Erstreckung von 20—30 Kilom. hinüber, denn die zusammengepressten und aufsteigenden krystallinischen Massive der Alpen stiessen und überwarfen die liegenden Falten des Wildstrubels und beeinflussten dadurch auch die darüber liegenden Decken.

Zur Oligozänzeit endlich wird auch die Molasse in die Bewegung hineingerissen und aufgerichtet. Dadurch werden die voralpinen Decken zwischen die Molasse im Norden und die Wildstrubelfalten im Süden eingezwängt, zusammengeschoben und teils gefaltet, teils in Schuppen übereinandergeschoben. Zugleich erzeugte die Klippendecke eine solche Ueberlastung, dass diese ganze Deckenzone zwischen der Arve im Westen und der Aar im Osten einen Einbruch von 500 bis 1000 Meter erlitt. Dadurch geschah es, dass die Decken der zerstörenden Wirkung der Erosion während der Diluvialzeit einigermassen entzogen wurden und viel vollkommener erhalten blieben als z. B. weiter im Osten, wo von ihrem früheren Vorhandensein nur noch einzelne Inselberge Zeugnis ablegen.

Die hauptsächlichsten Gegensätze zwischen Lugeon und Schardt liegen somit in der Deutung des Baues der Schubdecken und in der Chronologie. Beiden gemeinsam ist die Herleitung der Ueberschiebungen aus fernem Süden.

Carl Schmidts Modifikationen.

Erst während der Niederschrift dieser Arbeit erschien im 4ten Heft des 9ten Bandes der Eklogae geol. Helvetiae der Aufsatz „Ueber die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizer Alpen", worin die beiden soeben geschilderten Anschauungen nicht unwesentliche und auch unser Gebiet betreffende Modifikationen erfuhren.

Im allgemeinen steht der Verfasser auf dem gleichen theoretischen Boden wie Lugeon. Auch er sieht in den Alpen ein System enger hoher Falten, die alle nach Norden übereinandergelegt sind und die sich mit ihren Stirnenden z. T. bis 30 Kilometer weit über die Molasse des nördlichen Vorlandes vorgeschoben haben. So bedeutend war bei dieser Ueberfaltung der horizontale Zusammenschub in der Wurzelregion, dass im Simplongebiet die ursprüngliche Krusten-Breite auf ein Zehntel bis ein Fünfzehntel reduziert wurde. Während aber Lugeon nur die unteren voralpinen Decken im Norden und die oberen Decken im Süden des Simplongebietes entstehen lässt, liegen nach Schmidt alle Wurzeln im Norden der Rhone. Man ersieht daraus, auf wie unsicherem Boden diese Ueberfaltungstheorie noch stehen muss, wenn die Ortsbestimmungen für die Faltenwurzeln Unterschiede von circa 50 Kilometer aufweisen.

In der Glanzschieferzone, welche bei Sitten auf die rechte Talseite herübertritt, sind Konglomerate eingelagert, die eine gewisse Aehnlichkeit mit der Hornfluhbreccie zeigen. Sie ist zwar nicht grösser als z. B. die Aehnlichkeit mit der Flyschbreccie, aber da im Liegenden der Glanzschiefer die Trias auftritt, so glaubt SCHMIDT in der Altersbestimmung doch sicher zu sein. Allerdings bereitet ihm die so ganz verschiedene petrographische Ausbildung dieser Glanzschiefer und ihrer Konglomerate einige Schwierigkeiten. Es sind stark umgewandelte Gesteine, die sich von denen der voralpinen Decken, deren Wurzelteile sie doch sein sollen, ganz bedeutend unterscheiden. Er erklärt dies damit, dass die Wurzelteile in der Tiefe einem sehr hohen Druck ausgesetzt blieben, während die Faltensättel und -schenkel sich demselben durch ihr Heraufsteigen an die Oberfläche rasch entzogen. Er fasst also die Umwandlung in Glanzschiefer, die eine so weite Verbreitung in gewissen Teilen der Alpen hat, als eine Dynamometamorphose auf, die erst während der Ueberfaltung in jungtertiärer Zeit eintrat und auf die Wurzelregionen der Falten beschränkt blieb. Die Zurückführung dieser Metamorphose auf den Einfluss der Tiefengesteine, deren Massenhaftigkeit für die Glanzschieferzone geradezu charakteristisch ist, weist er im Gegensatz zu WEINSCHENK entschieden zurück. Auf diese Weise verliert für ihn die Erklärung der petrographischen Verschiedenheit der Gesteine in den Stirnfalten und Wurzeln zunächst allerdings ihre Schwierigkeit, aber der Satz, dass die Wurzelregionen sich durch besonders starke Metamorphose ihrer Gesteine von den Stirnregionen der Deckfalten unterscheiden, muss dann auch allgemeine Gültigkeit haben, überall müssen die Wurzelregionen an dieser Meatmorphose erkannt werden können und die Stirnregionen müssen frei davon sein.

Erst die Zukunft kann uns über die Richtigkeit dieses Satzes aufklären, aber schon heute besteht in dieser Beziehung ein noch ungelöster Gegensatz zwischen SCHMIDT und LUGEON, insofern dieser für die eine seiner Deckfalten eine Wurzelregion in Anspruch genommsn hat, die sich nicht durch jene Metamorphose auszeichnet.

I. Die Alpen zwischen Gurnigel und Sitten.

A. Stratigraphischer Teil.

Unser Gebiet enthält viele stratigraphische Schwierigkeiten, die noch immer nicht alle überwunden sind. Wie sehr darunter die Richtigkeit der tektonischen Auffassung zu leiden hat, dafür gibt uns die sog. Hornfluhbreccie ein schlagendes Beispiel. Sie wurde früher mit dem polygenen Konglomerat des Flysches identifiziert. Sobald man jedoch ihr jurassisches Alter erkannt hatte, ergab sich daraus für die Tektonik eine vollständige Umwälzung. Man braucht, um sich davon zu überzeugen, nur die Profile durch Gummfluh und Rubli zu vergleichen, die SCHARDT vorher (1883 Mém. soc. pal. Suisse X Pl. B.) und nacher (1891 Eclogae géol. Helvet. Vol. II Pl. 14) entworfen hat.

Ich will deshalb zunächst diejenigen Formationsglieder der Trias, des Jura, der Kreide und des Tertiärs, welche hier in Betracht kommen, kurz besprechen.

1. Die Trias.

Durch Versteinerungen sicher gestellt ist von der ganzen Trias nur das Rhät. Doch ist es höchst wahrscheinlich, dass die unter den rhätischen Kalken liegenden Dolomite, Rauhwacken und Gipse ebenfalls zur Trias gehören und zwar auch da, wo in ihrem Hangenden das Rhät fehlt und statt dessen direkt Jura oder sogar Flysch darüber folgt. Es ist noch nicht gelungen, diese versteinerungslosen triasischen Gesteine in bestimmte Horizonte einzureihen. Wir wollen mit ihrer Schilderung im Norden beginnen und gegen Süden fortschreiten.

In der *Gurnigelzone* tritt die Trias nirgends als die regelmässige Unterlage des Flysches, der dort fast ausschliesslich herrscht, auf, sondern sie erscheint nur in Form kleiner isolierter Schollen inmitten des Flyschgebietes, und

ihre Ueberlagerung durch Flysch ist nicht unmittelbar wahrnehmbar, so dass selbst die Frage aufgeworfen werden konnte, ob diese Schollen nicht erratische seien. Am häufigsten ist Gips mit buntfarbigen Mergeleinlagen. Letztere kommen auch mit Dolomit zusammen vor und schwarze Kalke mit Ueberresten von Pecten und Lima dürfen vielleicht zum Rhät gezählt werden.

Viel klarer liegen die Verhältnisse in der *Gantrisch-Kette*, wo nicht nur die Triasglieder in geschlossener Reihe, sondern auch ihre Beziehungen zu den jüngeren Jura- und Kreideschichten deutlich hervortreten. Zu unterst liegt die Rauhwacke, an die der Gips, wo er überhaupt entwickelt ist, gebunden ist. Der Dolomit darüber erlangt Mächtigkeiten bis zu 80 Metern und zwischen seinen Bänken kommen rote, grüne und blaue Mergel meist nur in dünnen Lagen vor. Nach oben schalten sich häufig einzelne dunkle Kalkbänke ein, die dann herrschend werden und mit ebenfalls dunklen Mergeln wechsellagernd eine Gesamtmächtigkeit von im Maximum 20 Metern erreichen.

Nach Gilliéron's Angaben führen sie neben der häufigen Terebratula gregaria in wechselnden Mengen auch Terebratula pyriformis, Spiriferina Jungbrunnensis, Gervillia inflata, Avicula contorta, Dimyodon intusstriatum, Ostrea Haidingeriana u. a.

In der *Stockhorn- und Gastlose-Kette* bleibt sich alles das ziemlich gleich, nur ist der Gips weniger häufig aufgeschlossen und sind die rhätischen Kalke etwas ärmer an Versteinerungen, unter denen jedoch nach Gilliéron Terebratula gregaria, Avicula contorta und Dimyodon intusstriatum keinen Zweifel an der Altersbestimmung aufkommen lassen. Etwas misslicher wird es im Gebiet der *Hornfluh- und Spielgerten-Ketten*, wo nach Jaccard nur an einer Stelle südlich des Rinderberges über dem Dolomit in schwarzen Schiefern Spuren der Avicula contorta und in hangenden etwa 20 Meter mächtigen dunklen Kalken eine Lumachellen-Bank vorkommen, wodurch das Vorhandensein der rhätischen Stufe um so wahrscheinlicher wird, als darunter die Dolomite, Rauhwacken und der Gips in gleicher Entwicklung wie in den nördlichen Ketten liegen. Ausserdem hat schon Ischer auf Blatt XVII der geol. Karte der Schweiz am *oberen Laubhorn und am Metschenhorn* kleine Inseln von Rhät eingezeichnet mit einer Unterlage von Dolomit, Rauhwacke und Gips, aber leider hat er seiner Angabe (Verh. naturf. Ges. Bern 18. 7—78 S. 97)

des Fundes zahlreicher Versteinerungen kein Verzeichnis derselben folgen lassen.

In der *Wildstrubelkette* ist kein Vorkommen triasischer Schichten bekannt*) und erst auf den Hochterrassen, durch welche diese Kette gegen das Rhonetal hin begrenzt ist, treten wieder Rauhwacken, Gipse und Dolomite auf, die zur Trias gerechnet werden und zwar mit gleicher Sicherheit wie in den Freiburger Voralpen, seitdem SCHMIDT an einer Stelle in den hangenden dunklen Kalken im Tal der Sionne die Avicula contorta nachgewiesen hat. Dort ist bei den Mühlen von Drône unterhalb des Pont neuf ein guter Querschnitt der Trias an den Talgehängen aufgeschlossen. Er beginnt auf der linken Seite mit Dolomit, dessen Bänke steil aufgerichtet sind und nach Süden einfallen. Gegen Norden endet derselbe an einer Verwerfungsspalte, auf welcher Flysch an ihn herangeschoben ist. Von da lässt sich seine Mächtigkeit auf etwa 200 Meter schätzen bis zu der Stelle, wo er von einer starken Rauhwackebank überlagert ist. Auf letztere folgen in fast vertikaler Stellung weinrote, grüne und schwarze Schiefer mit eingelagerten braun anwitternden grauen Dolomit- und zwei brecciösen Rauhwacke-Bänken, die rote und grüne Schiefer in eckigen Bruchstücken einschliessen. Darüber liegen anfänglich kalkarme schwarze Schiefer mit einzelnen rostbraun gefärbten Kalkplatten, dann gewinnen die von Glimmerhäutchen überzogenen Kalkschiefer die Ueberhand, die von zahlreichen Quarz- und Calcitadern durchsetzt werden und nach ihrer petrographischen Entwickelung bereits zu den Glanzschiefern gestellt werden müssen. In dieser Serie habe ich keine Versteinerungen finden können, aber auf der anderen Bachseite stehen dunkle Kalke an, von denen ich nicht weiss, ob sie zu den mit Dolomit wechsellagernden Schiefern oder den hangenden Glanzschiefern gehören, und darin kommt die Avicula contorta vor, die SCHMIDT gefunden hat.

Gegen Süden endet damit der palaeontologische Nachweis der Trias, doch kommen im eigentlichen Gebiet der Walliser Glanzschiefer auch weiterhin hochkrystallinische Dolomite und Rauhwacken vor, die nach ihren Verband-

*) Dass sie auch da unter der mächtigen Decke der helvetischen Kreide nicht fehlen wird, geht aus dem Vorkommen der Schichten mit Avicula contorta weiter im Osten in der Nähe von Leukerbad mit grosser Wahrscheinlichkeit hervor.

verhältnissen mit grosser Wahrscheinlichkeit ebenfalls zur Trias gestellt werden dürfen.

Ergebnisse.

Die Triasschichten im Gebiet zwischen Gurnigel und Sitten zeigen durchaus gleiche Facies. Die obersten Schichten gehören dem Rhät an, die tieferen Dolomite und Rauhwacken können in bestimmte Triashorizonte nicht eingereiht werden. Gegen eine Identifizierung der Dolomite mit dem Hauptdolomit der Ostalpen spricht ausser dem Fehlen der palaeontologischen Anhaltspunkte auch die petrographische Beschaffenheit. Der echte Hauptdolomit führt niemals Quarzgänge und ist gewöhnlich bituminös — der Freiburger Dolomit ist es nie.

Wir sind vollständig im Ungewissen darüber, ob diese unteren Triasschichten die ganze Triasformation oder nur einen oberen Teil derselben vertreten.

Gleiche Ausbildung kommt im Gebiet der Südalpen nicht vor, wohl aber in einigen Teilen der ostalpinen Zentralalpen. Im Brennergebiet (z. B. Tarntaler Köpfe) sind ebenfalls nur die rhätischen Schichten fossilführend und unter ihnen liegen nur fossilfreie Dolomite von nicht allzugrosser Mächtigkeit. Auch im Gebiet der Ramsau-Dolomit-Entwickelung könnte man Anhaltspunkte zu einem Vergleiche finden, insofern dort unter den rhätischen Kalk-Schichten ein mächtiger Dolomit stellenweise herabreicht bis auf die Gips-, Salz- und Rauhwackenlager der untersten Trias. Freilich schliesst dieser Ramsau-Dolomit an manchen Stellen Kalklager ein, die Versteinerungen führen und die beweisen, dass hier Ablagerungen vorliegen, deren Bildung während Muschelkalk und Keuper vor sich gegangen ist. Ebenso bestehen äusserliche Aehnlichkeiten mit der Facies der Ortler-Trias. Aber selbstverständlich kann daraus der Schluss nicht gezogen werden, dass die Freiburger Trias ursprünglich in den Ostalpen oder in der gleichen Region wie die ostalpine Trias zum Absatz gelangt sei.

Sehr merkwürdig ist es, dass wir in den Freiburger Voralpen nirgends die Unterlage der Trias aufgeschlossen haben und auch dieser Umstand muss uns Zurückhaltung auferlegen in der Identifizierung der einzelnen Trias-Schichten mit denen solcher Gebiete, wo die ganze Trias samt ihrer palaeozoischen Unterlage entwickelt ist.

2. Der Lias.

Diese Formation schliesst sich so eng an die petrographische Entwickelung der rhätischen Schichten an, dass man, wo Versteinerungen fehlen, häufig in Verlegenheit kommt, wo man die Grenze zwischen beiden ziehen soll.

So gering auch die Aufschlüsse in der *Gurnigelzone* sind, so konnte Gilliéron von dort doch Arietites obtusus und Kridion, Aegoceras Johnstoni und planicosta, Belemnites obtusus, Pecten Hehli, Rhynchonella Deffneri und Pentacrinus crassus nachweisen, denen sich vielleicht auch noch Gryphaea arcuata anschliesst.

In der *Gantrischkette* legen sich auf die reinen Kalke und Mergel des Rhäts meist dunkle Kalksteine von über 100 Meter Mächtigkeit. Es sind abwechselnd spätige, oolithische, sandige und kieselige Kalke mit Kieselknollen. In ihren untersten Lagen führen sie Lima punctata und tuberculata, Pecten valoniensis, Plicatula hettangiensis, Waldheimia perforata, und Rhynchonella plicatissima, also eine unterliasische Fauna von rein mitteleuropäischem Typus. Aus höheren Horizonten werden angegeben: Belemnites acutus, Arietites obtusus, Gryphaea obliqua, Terebratula subovoides und Waldheimia subnumismalis. Nach oben nehmen die Mergelzwischenlagen zu und in ihnen liegen Belemniten des mittleren Lias wie B. paxillosus und elongatus. Die obersten 20 Meter bestehen endlich hauptsächlich aus dunklen Mergelschiefer mit Harpoceras serpentinum, costula und aalense, Dactylioceras commune, Inoceramus Falgeri und Posidonomya Bronni. Sie vertreten somit den oberen Lias und zwar in ausgesprochen schwäbischer Facies.

In der *Stockhorn- und Gastlose-Kette* werden die Aufschlüsse mangelhaft und ergeben nur spezifisch unbestimmbare Ammoniten und Belemniten. Noch weiter im Süden fehlen sicher Anhaltspunkte für das Fortkommen der Lias fast ganz und nur auf der Höhe des oberen Laubhornes und zwischen Wistätthorn und Tauben am Südrand der Niesenflysch-Zone sind Arieten nachgewiesen worden. Dass die geologischen Karten gleichwohl an vielen Stellen auch in diesen südlichen Teilen Lias als anstehend eingezeichnet haben, hat seinen Grund darin, dass man den eigentlichen Charakter der Klippenregion nicht erfasst hatte und infolge dessen von der Voraussetzung ausging, es *müssten* die Formationen alle vorhanden sein.

Ergebnis.

Die Fauna des Freiburger Lias ist eine schwäbische. Sie hat zugleich Anklänge (Inoceramus Falgeri) an die ostalpinen Fleckenmergel. Diese faunistische Beziehung kommt auch in der petrographischen Entwickelung zum Ausdruck. Beziehungen zum Lias am Südrande der Alpen fehlen durchaus.

3. Der Dogger.

Es ist sehr merkwürdig, dass, während Trias und Lias über das ganze hier in Betracht kommende Gebiet jede für sich in ganz gleicher Facies entwickelt sind, im Dogger zwei ziemlich scharf von einander getrennte Facies auftreten, nämlich die Taonurus- und die Modiola-Facies.

a) Die *Taonurusfacies* besteht aus blauen, sandigen gelbanwitternden Kalken und schiefrigen Mergelzwischenlagen, die zusammen bis gegen 200 Meter mächtig sind und den unteren und mittleren Dogger darstellen, während der darüber folgende obere Dogger durch vorherrschenden Mergel vertreten ist. In der Gurnigelzone vereinzelt, in der Stockhorn- und Gantrischkette am verbreitesten kommt diese Facies auch ganz im Süden z. B. am Pommerngrat noch in typischer Entfaltung vor.

Aus dem unteren Dogger sind die Horizonte des Ammonites opalinus, Murchisonae, Humphriesianus und Parkinsoni vertreten und das erinnert, wie im Lias, an enge Beziehungen zum schwäbischen Doggermeere, mit dem Harpoceras opalinum, Stephanoceras Humphriesianum, Cosmoceras Garantianum, Ancyloceras nodosum und annulatum, Perisphinctes Martinsi und Pentacrinus subteres gemeinsam sind. Andere Formen wie Phylloceras Zignoanum, viator, Kudernatschi, disputabile, Lytoceras tripartitum und Posidonomya alpina hingegen verweisen auf das mediterrane Jurameer und zeigen an, dass die südliche Fauna, welche zur Liaszeit unserem Gebiete noch fremd war, langsam zur Doggerzeit nach Norden vordrang. Das geht auch aus den Arten des Callovien hervor, von denen u. a. Phylloceras tortisulcatum, mediterraneum und plicatum, Peltoceras arduenense, Perisphinctes petina und furcula sowie Belemnites hastatus zu nennen wären.

b) *Die Modiolafacies* ist hauptsächlich in der Spielgerten- und Gastlose-Kette zu Hause. Die Gesteine bestehen teils aus Mergeln und Kalksteinen, teils aus Tonen, Sanden,

Kohlenflötzen und Konglomeraten. Letztere liegen zu unterst — es ist die Hornfluhbreccie — mit ihren wenig abgerollten, oft ganz eckigen Bruchstücken von triasischen und liasischen Gesteinen derselben Art wie sie der Trias und dem Lias dieser Gegend eigen sind. Darauf folgen die kohlig-sandigen und dann die mergelig-kalkigen Schichten, doch bestehen vielerlei Variationen infolge von Wiederholungen der drei verschiedenen Gesteinsgruppen oder auch durch Fehlen der einen oder anderen. Es ist unverkennbar, dass dies eine Küstenfacies ist und dass die Küstenfelsen aus Trias- und Liasgesteinen aufgebaut waren. Dem entspricht auch die von Loriol beschriebene eigenartige Fauna (Abh. Schweiz. pal. Ges. X 1883), die hauptsächlich aus Zweischalern, einigen Gasteropoden und Brachiopoden besteht und ganz der Cephalopoden entbehrt. Ferner ist auffallend, dass die fünf Brachiopoden-Arten weit verbreiteten Formen angehören, während von den 48 Muschel- und Schneckenarten nicht weniger als 22 neue d. h. auf diese Facies beschränkte Arten sind, wie dies bei einer insularen Küstenfauna erwartet werden kann. Ausserdem ist bemerkenswert, dass in dieser Fauna fast nur Leitfossilien des mittleren Doggers vorkommen. Wir können daraus den Schluss ziehen, dass die am Ende der Liaszeit in dem offenen Meere entstandenen Inseln anfangs unbewohnt waren, während sie sich bereits infolge starker Brandung mit einem Mantel von Breccien und sontigen klastischen Absätzen umgaben, dass dann erst später die Küstenfauna etwa zur Zeit des mittleren Doggers einwanderte, während in grösseren Tiefen und in einiger Entfernung von diesen Inseln, nämlich im Gebiet der Taonurusfacies, das Leben durch die ganze Zeit ungestört seinen Fortgang genommen hat.

Es sind Anzeigen dafür vorhanden, dass diese Inselbildung längere Zeit in Anspruch genommen hat, an manchen Orten noch fortdauerte, während sie an anderen schon zur Ruhe gekommen war und sogar bereits der Erosion zum Opfer fiel. Die Küsten-Breccien sind deshalb von sehr verschiedener Mächtigkeit und auch recht verschiedenen Alters. Am Rinderhorn z. B. scheint es ausser Zweifel zu stehen, dass ihre Bildung bis in die Zeit des oberen Jura andauerte. Anderseits gab es Stellen, wo die Erosion lange Zeit nur Material fortführte, ohne eine entsprechende Menge der Breccie abzusetzen. In der Stockhornkette am Morgeten hat Gilliéron dies deutlich beschrieben. Dort liegt der Dogger direkt auf der Trias und Gilliéron wundert sich,

wo Rhät und Lias geblieben sind. Der Dogger ist dort nicht in der Modiola- sondern in der Taonurusfacies entwickelt und hat an seiner Basis nur eine wenig mächtige brecciöse sandige Ablagerung.

Die Hornfluhbreccie ist nicht auf die Partien beschränkt, welche Lugeon und Jaccard zu ihrer Brecciendecke rechnen. Sie ist ganz typisch auch in der Gastlosekette vorhanden, und ich sah sie, wenn auch nur in schwacher Ausbildung, noch an anderen Orten weiter im Norden und Süden. Ischer hat sie am Rothorn der Spielgertengruppe auf seiner Karte eingezeichnet. Weder Jaccard noch Keidel haben die Stelle besucht, trotzdem hat ersterer sie auf seiner Karte weggelassen und spricht (S. 178) nur von einer „véritable brèche de dislocation", die er in der Nähe angetroffen habe. Diese Stelle bedarf jedenfalls einer Revision. Nach den Angaben von Schmidt kommen ähnliche Breccien auch im Gebiet der Walliser Glanzschiefer und nach de la Harpe in der Nähe von Leukerbad vor. Erstere habe ich bei S. Léonard getroffen, doch ist dort ihr genaues Alter mangels Versteinerungen nicht festzustellen.

Ergebnis.

Zur Zeit der Doggers haben in unserem Gebiet Bodenbewegungen und Inselbildungen stattgefunden. Die Folge war eine küstennahe und eine küstenfernere Facies der Meeressedimente und Faunen. Zugleich trat eine Mischung der mitteleuropäischen und mediterranen Faunen ein.

4. Der obere Jura.

In der *Gurnigelzone* treten inmitten des Flysches nur ganz vereinzelte Klippen auf, die Gilliéron der Acanthicuszone und dem Tithon zuzählt. Für letztere spricht entschieden das Vorkommen von Aptychus punctatus und Belemnites ensifer.

In der *Gantrischkette* erreicht der obere Jura im Hangenden des Doggers eine Mächtigkeit bis zu 150 Metern. Er besteht aus „calcaire concretioné, grumeleux und calcaire à rognons de silex." Ersterer stellt sich zumeist zu unterst ein, doch kommt er auch in höheren Lagen vor und es ist unmöglich eine stratigraphische Gliederung nach petrographischen Merkmalen durchzuführen. Neben Mergeln

treten auch hellfarbige dickbankige Kalke auf. Palaeontologisch sind nur zwei Horizonte bis jetzt darin nachgewiesen, nämlich die Transversariuszone mit Phylloceras mediterraneum und tortisulcatum, Haploceras Erato, Perisphinctes plicatilis, birmensdorfensis und Belemnites hastatus und das Tithon mit Aptychus Beyrichi und punctatus, Belemnites ensifer und strangulatus.

In der *Stockhornkette* sind die Versteinerungen noch seltener, doch wurden auch da diese beiden Horizonte bestimmt. Die hellfarbigen dickbankigen bis massigen Kalksteine nehmen an Häufigkeit zu.

In der *Gastlose-Kette* liegt der obere Jura direkt auf den versteinerungsreichen Modiolaschichten der Doggers, aber seine untersten Bänke sind versteinerungslos und erst die oberen grauen massigen Kalke verweisen mit Diceras Luci, Rhynchonella Asteriana, Terebratula moravica, formosa, immanis und biskidensis, Nerineen und Korallen auf Tithon.

Aehnlich liegen die Verhältnisse in der *Spielgerten-Gruppe*. Doch lieferten die oberen hellanwitternden Kalke nur Seeigelstacheln, Nerineen und Korallen. In den tieferen dem Dogger aufliegenden Horizonten stellen sich ähnlich wie in der Gantrischkette dunkle bituminöse, hellere oolithische und Kalke mit Kieselausscheidungen ein, aber die charakteristischen flaserigen und kröckeligen Kalke scheinen zu fehlen. Wo die Hornfluhbreccie entwickelt ist, lässt sich zwischen Dogger und Malm keine scharfe Grenze ziehen, denn es stellen sich in den Breccien ganz allmählich Crinoideen- und Silexkalke in zunehmender Häufigkeit ein, bis sie die Breccien ganz verdrängen, aber sie enthalten keine Leitfossilien, ebenso wie jene Schiefereinlagerungen, die JACCARD allerdings ohne jeden palaeontologischen Beleg am Rinderhorn noch zum Dogger zu stellen geneigt ist.

In der *Lenker Gegend* lagern unter den oberen dickbankigen bis massigen Kalken, die viel Kieselknollen führen und oft ganz von apiocrinusartigen Stielgliedern erfüllt sind, bröckelige und flaserige Kalke und dunkelfarbige Mergelschiefer, die von Sarassin und Roesinger als Vertreter der Oxfordien angesehen werden. Am Regenbolshorn bildet ein sandiger Kalkstein das Liegendste derselben. Auf der Höhe der *Wildhornkette* stellen sich dieselben Gesteinsarten in Form isolierter Felspartien oder grösserer Decken auf dem Eocän der helvetischen Facies ein und führen Aptychen und Belemniten.

Ergebnis.

Auch noch zur Zeit der oberen Juras gab es in unserem Gebiete vereinzelte Inseln, aber im allgemeinen wurde auf dem Meeresboden eine ein bis mehrere Hundert Meter mächtige Sedimentdecke abgesetzt von ziemlich gleichförmiger kalkiger Beschaffenheit, die innerhalb der schweizerischen Nordalpen eine sehr ausgedehnte Verbreitung insbesondere auch in dem Gebiete, welches später von dem helvetischen Kreidemeere in Besitz genommen wurde, hat und die von der Jurafacies der Ost- und Südalpen recht verschieden ist. Man könnte das die *Hochgebirgskalk-Facies* nennen.

5. Die untere Kreide.

Ablagerungen aus dieser Zeit sind einerseits im Norden in der Gurnigelzone, der Gantrisch- und der Stockhornkette; anderseits im Süden in der Wildstrubelkette angetroffen. Der ungefähr 20 Kilometer breite Streifen Land, der dazwischen liegt, ist frei davon und war es wahrscheinlich von jeher, soweit seine oberflächlich zutage tretenden Massen in Betracht kommen. Auch aus den südlichen Walliser Alpen sind Kreideablagerungen noch nicht bekannt geworden.

a) Die Wildstrubelkette.

Hier ist die untere Kreide in helvetischer Facies entwickelt und sehr leicht kann man Neocom, Schrattenkalk und Gault darin nach petrographischen Merkmalen unterscheiden. Eine weitere Gliederung des Neocoms ist wegen der Armut an Versteinerungen wohl schwer durchführbar. Es sind vorwiegend rauhe, dunkle, sandige Kalksteine, in denen meist nicht mehr als schlechterhaltene Belemniten zu finden gelingen will. Der hellfarbige Schrattenkalk hingegen ist stellenweise mit Requienien und anderen Versteinerungen ganz erfüllt und er erleichtert die stratigraphische und tektonische Orientierung ganz wesentlich. Der Gault ist gewöhnlich nur einige Meter stark und fehlt oft auch ganz, so dass die Seewenschichten der oberen Kreide dann direkt auf dem Schrattenkalk liegen. In den Felseinöden des Laufbodens kann man die Auflagerung des 5—10 Meter mächtigen Gaults stellenweise recht gut beobachten. Er beginnt da mit einem Sandstein, der aus Quarz- und Kalkkörnern besteht und von Kieselausscheidungen in netzförmigen Zügen durchsetzt ist, die von oben

herein auch eine Strecke weit in den sonst von Kieselausscheidungen ganz freien Schrattenkalk eindringen. Ueber diesem Sandstein folgt eine dünne Lage schwarzen Schiefers und dann ein knolliger Kalk von geringer Mächtigkeit, der aber von Aucellen und Ammoniten erfüllt ist. Die Auflagerungsfläche des Schrattenkalkes ist nicht eben, sondern zeigt Vertiefungen, die von dem Gaultsand ausgefüllt sind. Eine solche Discordanz zwischen Aptien und Gault ist auch anderwärts im Gebiete der helvetischen Facies wohl bekannt und wird hier noch besonders augenfällig, weil die jüngeren Seewenschichten vielfach bei fehlendem Gault direkt auf dem Schrattenkalk liegen, und bei Iffigen und Ritzberg letzterer sogar unmittelbar von dem eocänen Nummulitenkalk überlagert wird. Es weist das auf eine Regression des Kreidemeeres nach Ablagerung des Schrattenkalkes hin, dem dann eine langsame Transpression von Süden her nachfolgte, die bis in die Eocänzeit andauerte.

b) Das Neocom im Norden.

In den schon erwähnten nördlichen Ketten besteht die untere Kreide aus dünnbankigen hellgrauen dichten Kalken mit muschligem Bruch und vielen schwarzen, oft flächenartig ausgedehnten Kieselknollen. Sehr häufig treten in dem hellfarbigen Kalke dunklere nicht sehr scharf begrenzte unregelmässige Flecken auf ähnlich wie in den ostalpinen Fleckenmergeln und auch weichere mergelige Zwischenlagen legen sich trennend zwischen die einzelnen Kalkbänke. Es ist gewöhnlich nicht möglich, nach petrographischen Merkmalen eine scharfe Grenze zwischen diesem Neocom und dem oberen Jura zu ziehen, da Versteinerungen nur ganz vereinzelt vorkommen. Die bis jetzt gefunden worden sind, gehören fast alle Arten an, die auch aus dem Bereiche der helvetischen Kreidefacies bekannt sind. Es sind hauptsächlich: Aptychus Didayi, angulocostatus, Serranonis noricus, Lytoceras subfimbriatum, Phylloceras Tethys, Haploceras grasianum, Olcostephanus Astierianus, Crioceras Duvali, Belemnites pistilliformis, und bipartitus, Terebratula diphyoides. Danach sind in diesen Neocomschichten alle Stufen bis herauf ins Hauterivien vertreten.

Ergebnis.

Trotz der petrographischen Verschiedenheit und dem Fehlen des Aptien und Gaults im Norden besteht zwischen

der helvetischen und der Freiburger Kreidefauna kein wesentlicher Unterschied. Nur hat die Regression des Kreidemeeres im Norden früher eingesetzt als im Süden und in den südlichen Teilen der Freiburger Alpen ist sie sogar noch früher eingetreten, so dass dort während der älteren Kreidezeit bereits gar keine Sedimente mehr zum Absatz gelangt sind. Das Freiburger Neocom zeigt petrographisch und faunistisch viel Aehnlichkeit mit dem Neocom der ostalpinen nördlichen Kalkalpen.

6. Die obere Kreide.

Im Gebiete der helvetischen Kreidefacies sind es die Seewenschichten, in den Freiburger Alpen die Couches rouges, welche die Ablagerungen dieser Periode ausmachen. Beide Facies sind durch ein absatzfreies Gebiet voneinander getrennt, das aber nicht mehr so breit ist wie in der älteren Kreidezeit. Faunistisch sind beide Facies nicht sehr verschieden, indem sie eine Menge kleiner Foraminiferen einschliessen, die aber spezifisch meist nicht bestimmbar, während andere Versteinerungen grosse Seltenheiten sind. Auch die petrographischen Unterschiede sind nicht sehr gross besonders wenn, was nicht gar selten der Fall ist, die Couches rouges wie die Seewenschichten hellgrau gefärbt sind.

Die *Seewenschichten* sind meist dünnschieferige Mergel, seltener Kalksteine und sie liegen auf dem Gault oder, wo dieser fehlt, direkt auf dem Schrattenkalk. Ueberlagert werden sie von den Nummulitenführenden Kalken und Mergeln und daraus ergibt sich, dass sie jedenfalls der oberen Kreide angehören. Ob sie nur das Senon oder auch Turon und Cenoman vertreten, bleibt im Ungewissen.

Die *Couches rouges* haben ihren Namen von der roten Farbe erhalten, die an vielen Stellen diese Mergel auszeichnet. Gilliéron führt aus ihnen den Inoceramus Brongniarti, Micraster breviporus und Cardiaster Gilliéroni, Belemniten und Ostreen an.

Ihre Verbreitung geht von der Gantrischkette an südwärts nur bis zum Nordrande der Niesenflysch-Zone. In der Gurnigel-Zone sind sie nicht bekannt und erst viel weiter im Westen bei Niremont und Mont Salvens sind sie auch in dieser Zone nachgewiesen.

Mit den Nierentaler Schichten der nördlichen Ostalpen zeigen sie sehr viel Aehnlichkeit sowohl in faunistischer

als auch in petrographischer Beziehung, dahingegen besteht mit der Scaglia der Südalpen weniger Verwandtschaft.

Welche Glieder der oberen Kreide durch die Couches rouges vertreten sind, ist festzustellen noch nicht gelungen. In der Gantrisch- und Stockhornkette liegen sie direkt auf dem Neocom, es fehlt also jedenfalls dazwischen Aptien und Gault. In der Gastlosekette und der Hornfluh-Spielgertengruppe hingegen bildet der obere Jura ihr direktes Liegendes. Die Transgression ist bei ihnen also noch viel ausgeprägter als bei den Seewenschichten im Süden. Gleichwohl ist es sehr schwer deutliche Spuren dieses Vorganges in der petrographischen Ausbildung dieser Sedimente nachzuweisen. An der Basis der Couches rouges fehlt ein deutliches Transgressions-Konglomerat und auch die Oberfläche des Jurakalkes trägt keine auffälligen Anzeichen der vorausgegangenen längeren Trockenlegung zur Schau. Freilich mag dies zum Teil daher kommen, dass gute Aufschlüsse der Ueberlagerungsfläche recht selten sind, weil diese meist unter Schutt versteckt liegt. Wo dies aber nicht der Fall ist, wie z. B. am Touristenweg, der am Felskegel herauf zum Gipfel des Mythen bei Schwyz führt, da sieht man, wie die untersten roten Bänke der Couches rouges, die zugleich voll von Inoceramenschalen stecken, kleine und grössere eckige Bruchstücke des darunter liegenden hellen Tithonkalkes einschliessen und so eine wenn auch nur wenig mächtige Breccie bilden.

Am Felssporn nördlich von Hohlas bei Zweisimmen, mit dem die Steilwand „ob dem Flühwald“ gegen Süden endet, ist eine deutliche Diskordanz zwischen den Couches rouges und dem oberjurassischen Kalkstein zu sehen. Leider lässt sich aber hier nicht sicher unterscheiden, ob diese Diskordanz eine ursprüngliche oder ob sie erst später bei der Gebirgsbildung aus Verschiebungen hervorgegangen ist.

Ergebnis.

Couches rouges und Seewenschichten sind Ablagerungen sehr ähnlicher Fascies aus der jüngeren Kreidezeit. Sie liegen beide transgredierend über den älteren Sedimenten. Die Zeitspanne, welche ihre Bildung umfasst, ist nicht genau festgestellt. Räumlich sind beide Faciesbezirke von einander durch eine absatzfreie Zone getrennt.

7. Der Flysch.

Der Flysch ist für den Palaeontologen ein wahres Crux. Denn trotz seiner bedeutenden Mächtigkeit und weiten Ausdehnung liefert er fast keine Versteinerungen, die eine sichere Altersbestimmung zulassen. Aus anderen Gebieten wissen wir, dass es Kreide- und Tertiärflysch gibt, hier in den Freiburger Alpen wird er gegenwärtig ziemlich allgemein dem Tertiär zugerechnet, trotzdem FISCHER-OOSTER den grössten Teil des Gurnigelflysches in die Kreide versetzt hat, weil er nur in seinen obersten Teilen, in dem Sandstein zwischen Seelibühl und Ziegerhubel südlich von Gurnigel Nummuliten gefunden hatte.

Ueberall da, wo der Flysch auf den Couches rouges zum Absatz gekommen ist, sind wir ziemlich sicher, dass er dem Tertiär angehört und es wäre höchstens möglich seine untersten Lagen noch der allerobersten Kreide zuzurechnen. Das trifft aber nur für die Gebiete zwischen der Gantrischkette und der Nordgrenze des Niesenflysches zu. Der Flysch in der Wildstrubelkette muss schon noch jünger sein, denn er liegt, wenigstens teilweise, auf den Nummulitenkalken.

In den Gebieten, die ich wegen des Fehlens der Couches rouges im Vorausgehenden für die Zeit der oberen Kreide als absatzfreie bezeichnet habe, ist gleichwohl Flysch vorhanden. Er ist da direkt teils auf Jura- teils auf Triassedimenten abgesetzt worden und somit ist die Möglichkeit keineswegs ausgeschlossen, dass hier die Bildung des Flysches schon während der Kreidezeit ihren Anfang genommen habe. Dem widerspricht auch der Fund von Nummuliten bei Rätzliberg, den SARASSIN neuerdings gemacht hat, durchaus nicht, da er ja nur das Gleiche beweist, was schon FISCHER-OOSTER behauptet hat, dass nämlich der Flyschabsatz auch noch im Eocän fortdauerte.

Es ist nun gewiss sehr auffallend, dass der Flysch in der Niesenzone eine so enorme Mächtigkeit besitzt und zugleich durch Einlagerungen von Konglomeraten, deren Gerölle aus Graniten, Dolomiten, Lias-, Dogger- und Juragesteinen bestehen, ausgezeichnet ist, die in gleicher Menge anderwärts in unserem Gebiete nicht so vorkommen, mit Ausnahme der Gurnigelzone, wo ja auch die Kreideschichten fehlen und der Flysch von besonderer Mächtigkeit ist.

So wie heute bereits die Hornfluhbreccie, die früher ziemlich allgemein dem tertiären Flysch eingereiht worden ist, davon abgetrennt werden muss, weil man Beweise gefunden hat, dass sie dem Jura angehört, so wird es vielleicht auch einmal notwendig werden, einen Teil des übrig gebliebenen tertiären Flysches in die Kreide zu versetzen.

Bei Lenk sind mir einige Stellen aufgefallen, wo mitten im Flysch Gesteine zutage treten, die man leicht für Seewenschichten erklären könnte und die es vielleicht auch sind. Besonders wichtig aber erscheint mir der Aufschluss am Fusse des Wasserfalles unterhalb Laubberg im NO von Lenk bei Höhencôte 1440. Dort liegt mit schwacher Discordanz der Flysch unmittelbar auf dem Dolomit der Trias. Er besteht aus schwarzen Schiefern, glimmerreichen Sandsteinen und Bänken einer feinstückigen Breccie, weiter hinauf am oberen Rand des Wasserfalles sind dicke Bänke des echten Flysch-Konglomerates eingeschaltet. Alle Charakteristika des Flysches sind gegeben, nur konnte ich keine Flyschfucoiden darin entdecken. Diese Gesteine halten aus bis zur Höhe des Tierberges und sie sind auch auf Blatt XVII der geol. Karte als Flysch eingetragen. Unmittelbar auf dem Dolomit fand ich nun als unterste Lage des Flysches eine 1—2 Zoll dicke kalkige Bank, die auf dem Querbruche deutliche Querschnitte von Muschelschalen erkennen liess. In Dünnschliffen zeigen sie die Prismenstruktur der Inoceramenschalen und wenn schon sie zu fest in den Kalkstein eingebacken sind, um eine genauere Bestimmung derselben vornehmen zu können, so scheint es mir doch sehr wahrscheinlich, dass dieser unterste Flysch reichlich Inoceramen führt und bereits der Kreide angehört.

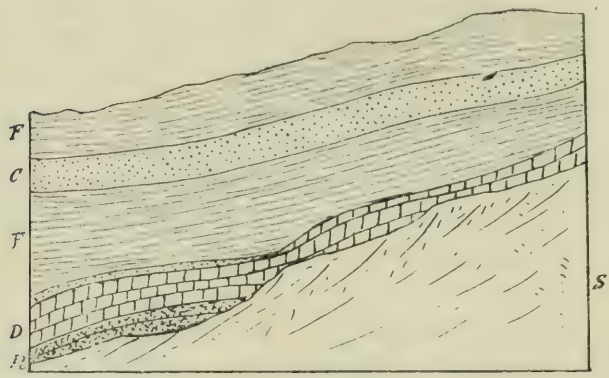


Fig. 1. Am Fuss des Wasserfalles des Seewlenbaches bei Lenk. F Flysch mit polygenem Konglomerat (C), D Trias-Dolomit, R Rauhwacke, S Schutt.

Wenn sich dies durch weitere Funde bestätigen sollte, so hätten wir für die jüngere Kreidezeit drei Faciesbezirke

zu unterscheiden — eine südliche der helvetischen Kreide mit Seewenschichten, eine mittlere mit Flysch und eine nördliche mit Couches rouges und vielleicht noch eine nördlichste bei Gurnigel wiederum mit Flysch. Der Flysch mit seinen Konglomeraten wäre die küstennahe Ablagerung, bedingt durch das Vorhandensein von noch immer vorhandenen Jurainseln, Couches rouges und Seewenschichten wären die Ablagerungen des küstenferneren Meeres.

Tertiären Flysch in der Wildstrubelkette findet man auf Blatt XVII der geol. Karte nur an einer Stelle eingetragen. Er hat aber in Wirklichkeit eine viel grössere Verbreitung. Die verwickelten Lagerungsverhältnisse und das Fehlen von Versteinerungen haben Ischer in die Irre geführt; ebenso hat er auch im Norden des Wildstrubel in der Lenker Gegend vielfach an Stelle des Flysches Jura, insbesondere mit der an sich schon zweifelhaften Signatur JLs eingetragen. Wir werden darauf später bei Besprechung der Profile zurückkommen.

B. Tektonischer Teil.

1. Die praealpinen tektonischen Vorgänge in den Freiburger Alpen.

Die bisher geschilderten stratigraphischen Verhältnisse weisen ganz unzweideutig darauf hin, dass nach der Triaszeit und zwar während der Liasperiode in unserem Gebiete nicht unerhebliche tektonische Veränderungen sich herausgebildet haben, denen bis zu Beginn des Tertiärs, wenn auch in abgeschwächtem Masse, von Zeit zu Zeit weitere nachfolgten. Die Folge davon ist, dass die Sedimente während der zwischen Lias und Tertiär sich aufeinanderfolgenden Perioden nicht jenen Grad der Gleichförmigkeit erlangten, welcher z. B. das Juragebirge im Norden und das Gebiet der helvetischen Kreideformation im Süden auszeichnet.

Die Entstehung der Hornfluhbreccie ist nur verständlich unter der Annahme, dass die über fast das ganze Gebiet der Schweizer Alpen ausgebreitete regelmässige und horizontale Sedimentdecke der oberen Trias und der unteren Lias stellenweise aufgerichtet wurde und in Form von

riffartigen Inseln über den damaligen Meeresspiegel herausragte. Die Küsten dieser Inseln müssen riffartig steil in die Tiefe abgesunken sein, so dass die Meereswogen die abfallenden Felstrümmer auf einem flachen Strande hin- und herzurollen und abzuwaschen keine Gelegenheit fanden. Es ist am wahrscheinlichsten, dass diese Inseln nicht durch Schichtenfaltungen, sondern als Horste, durch Krustenbewegungen auf steilen Verwerfungsspalten entstanden sind. Dafür spricht insbesondere der Umstand, dass auch heute noch trotz der später nachfolgenden alpinen Faltung die Sedimente im Bereich der Breccie nur sehr wenig eigentliche Faltung zeigen. Zugleich auch erklärt sich durch diese Annahme die Steilheit der Küsten von selbst. Langsam umgaben sich also diese Inseln mit einem submarinen Schuttwall, während gleichzeitig weiter draussen im Meere der Boden durch normale Kalksedimente erhöht wurde. So enstanden die beiderlei Facies im Dogger und oberen Jura, wie sie vorausgehend beschrieben worden sind. Die Wassererosion muss auf den Inseln grosse Teile der Lias- und Triasdecke zerstört, teils in Form von Alluvionen auf dem festen Land abgesetzt, teils ins Jurameer hinausgeführt haben, das dadurch immer seichter wurde. Als dann später eine kleine Senkung des Meeresspiegels oder allgemeiner gesprochen eine negative Strandlinienbewegung eintrat, wurde der Meeresboden auf weite Strecken trocken gelegt, in ganz flaches Küstenland umgewandelt und das Neocome Meer bedeutend eingeengt. Das ist die schon früher besprochene Regression des Meeres zur Kreidezeit. Der Erfolg war, dass nun die Inseln noch höher über den Meeresspiegel aufragten als vorher und dass die Erosion auf denselben Zeit fand sich noch tiefere Furchen einzugraben und nun stellenweise wohl schon die Gneiss- und Granitbasis unter der Trias anschnitt. Im südlichen Kreidemeer helvetischer Facies trat zu dieser Zeit keine Trockenlegung des Meerbodens ein, der vielmehr bis Ende des Aptien ganz unter Wasser blieb und erst dann für kurze Zeit und auch nur stellenweise aus demselben herauskam, was durch die kleine Diskordanz zwischen Gault und Schrattenkalk angezeigt wird. Im nördlichen Meer hingegen trat am Ende des Neocoms für längere Zeit eine Trockenlegung des ganzen Meeresbodens ein, jedoch die in der oberen Kreide beginnende allgemeine Senkung des Bodens oder die einsetzende positive Strandverschiebung überschwemmte die alten Meeresböden von neuem und

setzte auf ihnen im Norden die Couches rouges, im Süden die Seewenschichten ab. Dieses Mal wurden jedoch auch die jurassischen Inseln durch diese Veränderungen stark in Mitleidenschaft gezogen und von dem steigenden Meer mehr und mehr überschwemmt. Es war dies damals um so leichter möglich als die lange Festlandperiode jedenfalls die Felseninseln bedeutend erniedrigt und eingeebnet hatte. Es ist mir sehr wahrscheinlich, dass diese Ueberschwemmung der Inseln eben zur oberen Kreidezeit begonnen hat. Die auf ihnen vorhandenen Alluvionen und diejenigen, welche die Flüsse noch immer aus höheren Lagen in das vordringende Meer brachten, wurden nun auf dem ertrunkenen Inselboden umgelagert und in Form der tonig-sandigen Gesteine und Konglomerate des Flysches abgesetzt. So ergibt sich als eine natürliche Konsequenz der vorausgegangenen Ereignisse, dass diese neuen Konglomerate im Unterschiede zur älteren Hornfluhbreccie nicht nur Gerölle von Trias- und Liasgesteinen, sondern auch solche älterer Gneisse und Granite führen.

Anfangs muss diese Transgression und Sedimentbildung mit viel Unruhe und Trübung des Wassers verbunden gewesen sein und die reiche Algenvegetation der Fucoiden konnte sich infolgedessen noch nicht ansiedeln. Sie kam erst später, als die Strandlinien schon erheblich weiter weggerückt waren und das Flyschmeer auch den Meeresboden der Couches rouges soweit aufgeschüttet und erhöht hatte, dass die assimilierenden Meeresalgen sich darauf ausbreiten konnten.

Bald waren so in unserem Gebiete die alten Inseln ganz verschwunden, aber immer weiter häuften sich über ihnen die Flyschmassen an, die zum grössten Teile aus klastischem Material zusammengesetzt sind.

Woher kam dieses Material? Offenbar von solchen Insel- oder Festlandteilen, die vom Flyschmeere noch nicht überschwemmt waren. Wir können dabei an die flyschfreien Teile der Klippen denken, die ohne Zweifel mit denen der Freiburger Alpen anfänglich zusammenhingen und, soweit sie indessen nicht durch Erosion abgetragen worden sind, bei Giswyl, Stanz, Schwyz und Iberg so merkwürdige Bergformen zurückgelassen haben. Auch das seltsame von Kaufmann so eingehend beschriebene Granitvorkommen von Habkern möchte ich als den oberflächlichen Rest einer bis auf die Granitunterlage abgetragenen Insel halten, die später zwar von „Wildflysch“ bedeckt wurde, uns aber

doch den Weg zeigt, auf dem die Granitgerölle in das Flyschkonglomerat gelangt sind. Die Vermutung, dass solche Inseln in grösserer Anzahl noch weiter im Norden existiert haben, wo ihre Spuren aber unter der Molassedecke gänzlich verborgen liegen, lässt sich trotz der Unmöglichkeit eines tatsächlichen Nachweises doch keineswegs von der Hand weisen, denn es ist nicht einzusehen, warum die heutige erst durch spätere tektonische Vorgänge bedingte Südgrenze der Molasse zugleich für den Flysch und seine inselartige Unterlage die Nordgrenze gebildet haben sollte. Jedenfalls ist es recht bezeichnend, dass dem Flysch im Gebiete der helvetischen Kreidefacies, wo solche jurassische Inselbildungen fehlen, auch die polygenen Konglomerate abgehen, während anderwärts Konglomerat- und Breccienablagerungen aus der Jurazeit zwischen Falknis und Piz Curver und nach SCHMIDT in der Val Ferrat-Zone vorkommen und am Nordrand der Ostalpen Festlandbildungen mit sie begleitenden Konglomeraten in der Zeit der oberen Kreide vom Cenoman an bis ins Senon keine Seltenheit sind. Wir haben es hier also mit vortertiären tektonischen Vorgängen zu tun, die sich ganz unabhängig von der späteren alpinen Kettenbildung abgespielt haben und es müsste als ein sehr merkwürdiger Zufall bezeichnet werden, wenn diese Inselbildungen genau an die Verbreitung des jüngeren Alpengebirges gebunden sein sollten.

Die ursprüngliche Einfachheit und Klarheit dieser präalpinen Riffstruktur der Freiburger Sedimente ist durch die späteren Faltungen und Ueberschiebungen natürlich stark verwischt worden, so dass ihre wahre Natur die längste Zeit gar nicht erkannt wurde und man immer wieder versucht hat, ihre spezielle Struktur als eine Folge der alpinen Faltungen auszudeuten. Man sah sich dadurch gezwungen, zu den seltsamsten Faltenverrenkungen und kühnsten Hypothesen Zuflucht zu nehmen, um dem tatsächlichen Befunde gerecht zu werden. Wir werden darauf im nächsten Abschnitt zurückkommen.

Wenn ein Gleichnis erlaubt ist, so kann man die Schubdecken der Freiburger Alpen mit jenen italienischen Kirchenbauten vergleichen, zu denen die Ueberreste römischer Tempel verwandt worden sind. Der Kunsthistoriker wird sich dadurch nicht irremachen lassen und die römischen Quader, Säulen und Kapitäle nicht für Werke der christlichen Baumeister halten.

2. Die alpine Tektonik.

Um einen klaren Einblick in den Bau dieses Teiles der Alpen zu gewinnen, reichen die vorhandenen geologischen Karten nicht aus. So verdienstvoll auch die Veröffentlichung der Blätter XII und XVII der geologischen Karte der Schweiz war, heute sind sie für unseren Zweck nicht nur ungenügend, sondern vielfach geradezu missleitend. Das gilt besonders für den von ISCHER aufgenommenen Teil. Nur von der Umgebung Zweisimmens liegt eine neuere geologische Karte von FR. JACCARD aus dem Jahre 1904 vor, die zugleich den Vorteil eines grösseren Massstabes hat. Aber leider umfasst sie nur einen sehr kleinen Teil des für uns in Betracht kommenden Gebietes.

Da ich im ganzen nur 16 Tage auf die mir gestellte Aufgabe verwenden konnte, so versuchte ich deren Lösung durch Begehung einer Anzahl von Querprofilen, die ich im Nachgehenden zu beschreiben versuchen will. Ich war allein, aber ein freundlicher Zufall führte B. WILLIS gleichzeitig mit mir nach Zweisimmen. Auch er war gekommen, um aus eigener Anschauung sich ein Urteil über den Bau der Schubdecken zu bilden und so konnten wir wenigstens während fünf Tagen mit vereinten Kräften an diese Arbeit gehen und die südlichen Teile der Umgebung von Lenk bis zum Rande der Wildstrubelkette gemeinsam durchwandern.

1. Das Profil von Gurnigel nach Weissenburg.

(s. Taf. I, Fig. 1.)

Die Aufschlüsse bei Bad Gurnigel sind sehr mangelhaft, weil das anstehende Gestein zumeist von Waldboden und Moränen bedeckt ist. Die Molassebänke sind gegen Süden geneigt, aber ihr Kontakt mit dem Flysch ist nirgends sichtbar. Auch die Flyschgesteine fallen gewöhnlich nach Süden ein, so dass die sandigen Schichten des Seelibühls, in denen FISCHER-OOSTER Nummuliten nachgewiesen hat, wirklich als die obersten erscheinen. Fucoiden sind nicht selten. In der Tiefe der Wasserschluchten hat man Gips und Liaskalk angetroffen. Oft sind es nur lose Blöcke, von denen man nicht recht weiss, ob sie anstehen oder im Flysch eingeschlossen sind. Aber auch in letzterem Falle können sie als die obersten, wenn schon losgelösten Teile der Lias-Trias-Klippen gedeutet werden, auf denen

der Flysch zum Absatz gekommen ist vielleicht schon zur Kreidezeit, vielleicht auch erst später.

Die Grenze zwischen dem Flysch und der Molasse entspricht jedenfalls einer Verwerfungspalte. Gilliéron hat sie auf seiner Karte über den Höhenzug, der die Niederung des Gürbetales von der des Sensetales trennt, als eine schwach nach Norden ausgebauchte Kurvenlinie eingetragen. Unter der auf ihre Richtigkeit allerdings nicht prüfbaren Voraussetzung, dass die Verwerfungsspalte auf dieser Längenerstreckung ein rein ost-westliches und ganz geradliniges Streichen habe, ergäbe eine Konstruktion unter Zuhilfenahme der topographischen Höhenkurven eine Neigung für die Verwerfungsspalte von rund 20° gegen Süden. Da aber diese Grenzlinie zwischen Molasse und Flysch vom Sensetal an weiter nach Westen über Bulle nach Semsales eine entschieden süd-westliche Richtung einschlägt, so ist es sehr wahrscheinlich, dass auch schon zwischen Gürbe und Sense die wahre Streichrichtung weder eine rein ost-westliche noch eine ganz geradlinige ist. Je mehr sie aber in dieser Beziehung von der der Konstruktion zugrunde gelegten Voraussetzung abweicht, eine um so steilere Neigung muss sie besitzen und ich habe ihr deshalb auf dem Profil eine solche von 30° gegeben, die der Wirklichkeit jedenfalls näher kommen dürfte.

Im Osten von Schwefelberg auf der Wasserscheide zwischen der Gürbe und der Kalten Sense endet die Gurnigelflysch-Zone gegen Süden und stösst auf die Gantrischkette. Auch hier ist der Kontakt verschüttet, doch nähern sich die Aufschlüsse anstehenden Gesteins von beiden Seiten bis auf etwa 100 Meter.

Jenseits des Flysches ist auf dem Höhenzug, der zum Gantrisch hinaufzieht, zunächst der triasische Gips durch eine tiefe, jetzt allerdings ganz mit Gras bewachsene trichterförmige Grube angedeutet. Dann folgt rauher Kieselkalk des Lias und später sehr gut und vollständig entblösst der Dogger. Es sind steil aufgerichtet Bänke von Crinoideen-Kieselkalk, grauen erdigen Kalksteinen und ebenplattigen glimmerhaltigen Sandsteinen mit viel verkohlten Holzstückchen. Danach kommen hell anwitternde Kalke des oberen Jura, die bis zum Gipfel des Gantrisch (Ganterist der älteren Karten) heraufstreichen und auf dessen Südseite von den sich ihnen anschliessenden dünnbankigen an Kieselknollen reichen Neocomkalken begrenzt werden. Diese letzteren bauen auch den Morgetengrat

auf, der die Wasserscheide gegen das Simmental bildet, und wenn man von da nach der Morgetenalp oder gegen Süden herabsteigt, so durchquert man von neuem, aber dieses Mal in umgekehrter Aufeinanderfolge, die Jurakalke, den Dogger und Lias, um zuletzt auf der Sohle des Morgetenbaches den triassischen Dolomit zu erreichen mit vollkommen senkrecht gestellten Bänken, über die am Katzensprung der Bach als hoher Wasserfall sich hinabstürzt, um der Simme zuzufliessen. Wir haben also bis dahin eine eng zusammengestaute, aber scheinbar ganz regelmässige Mulde überschritten, an der sich Trias, Jura und Kreide beteiligen und dessen Muldenkern nicht etwa einer topographischen Mulde, sondern vielmehr den höchsten Kamm der Gantrischkette bildet. Aus der Grenzlinie dieser Mulde gegen den Gurnigelflyschzug kann auf eine ungefähr mit 35 ° nach Süden geneigte Ueberlagerungsfläche geschlossen werden.

Fig. 2. Blick vom Morgetengrat gegen NW. n Neocom, i oberer Jurakalk.

Trotz ihrer Regelmässigkeit wird diese Mulde von einem von SO nach NW gerichteten Querbruche durchsetzt, auf dem eine nicht unerhebliche Verschiebung eingetreten ist, und wir haben sie auf unserem Wege auch überschritten, aber an einer Stelle, wo sie im Hintergrund des Kummlikars ganz von Felsschutt verhüllt ist. Von der Höhe des Morgetengrates aus erkennt man dieselbe sehr leicht in dem Felskamm der von Bürglen aus nach NO vorspringt und das Kummlikar von Westen her gegen Norden begrenzt. Die beigegebene Skizze zeigt uns, wie dieser Felskamm rechts aus dickbankigen Kalksteinen des oberen Jura aufgebaut ist. Die hellfarbigen Bänke stehen senkrecht. An dem mittleren rinnenförmigen Einschnitte enden diese Kalke und auf der anderen Seite stehen mit deutlich verändertem Streichen und Fallen die dünnbankigen Neocomkalke an. Diese Spalte streicht ungefähr N 60 ° W und auf ihr erscheint der Muldenkern im Westteil horizontal in das Niveau des Nordflügels des Ostteiles verschoben und zwar ungefähr um 200 Meter nach NW. Ich hatte keine Gelegenheit, dieser Verwerfung im Streichen vom Morgetengrat über den Höhenzug nach der Talmattenspitz, also nach SO zu folgen, doch ergibt sich aus dem, was ich von unten her gesehen habe und was Gilliéron auf seiner Karte eingetragen hat, dass sie wohl über diesen Grat hinziehen und am plötzlich abbrechenden Ostende des Schwiedenegg-Felskammes vorbeilaufen wird. Betrachten wir aber das

Stück im Osten der Verwerfung, so zeigt sich, dass der neocome Muldenkern hier tatsächlich mit einer orographischen Mulde zusammenfällt. Er liegt im „Kessel", der Jura-Nordflügel erhebt sich zu der Steilwand des Gantrisch und der Nünenenfluh, der Südflügel bildet die Felswand, welche vom Morgetengrat nach Osten ausläuft und den „Kessel" von der Talbergalp trennt und die auf ihrer Südseite von Dogger und Lias begrenzt wird. Im Süden dieses Lias folgt von neuem Dogger und dann der obere Jura der Talmattenspitz. Wir haben da also ein reguläres Gewölbe, das sich normal an die Gantrischmulde anschliesst. Merkwürdigerweise merkt man davon aber auf der Westseite der Verwerfung nur wenig, weil die Gewölbeschichten nicht herüberstreichen und so kommt es, dass an den Jura des Mulden-Südflügels der Neocom-Muldenkern, an den Lias des Gewölbekernes Jura und Dogger des Mulden-Südflügels anstossen, während dieser

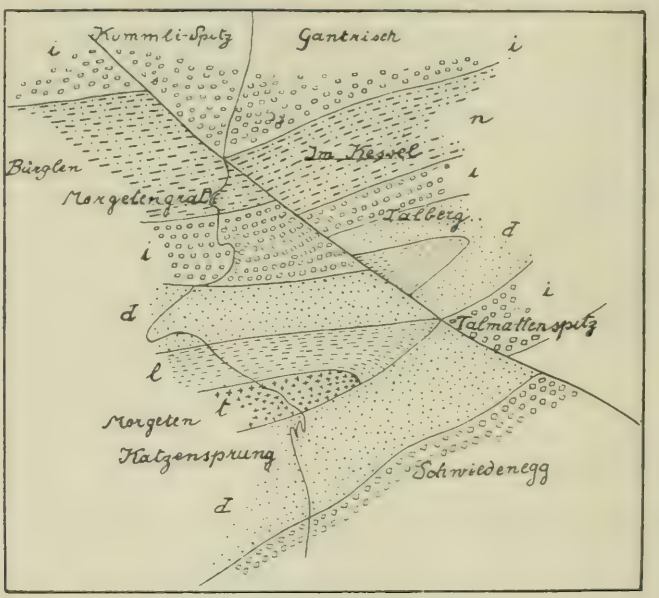


Fig. 3. Kartenskizze 1:50000.
t Trias, l Lias, d Dogger, i Malm und Tithon, n Neocom.

Kern auf der Westseite gegen den Jura des Gewölbesüdflügels, der den Talmattenspitz krönt, hinanstreicht. Wir können danach feststellen, dass hier der Westteil um mindestens 200 Meter nach SO verschoben erscheint, während wir vorhin ihn um einen ähnlichen Betrag in umgekehrter Richtung nach NW fortbewegt glaubten. Der Widerspruch löst sich, wenn wir annehmen, dass mit der südöstlichen Verschiebung auch noch eine ziemlich kräftige vertikale Senkung der Westseite verbunden war.

Gilliéron hat diese Verwerfung am Bürglengrat schon gesehen und auch auf der geologischen Karte eingetragen, aber er hat sie nicht weiter verfolgt oder nicht daran gedacht, dass sie weiter fortsetzen müsse. Er kam infolgedessen an der Talmattenspitz in Verlegenheit, weil ja dort die Schichten, die von Osten her heraufstreichen, im Westen keine unmittelbare Fortsetzung haben und das gleiche auch für die von Westen herankommenden gilt. Er half sich

damit, dass er den beiderseitigen Schichten eine Verlängerung auf die andere Seite gab, und so erhielt er statt des einen zwei dicht aneinander gedrängte Gewölbe, die aber in Wirklichkeit nicht existieren.

Obwohl diese Störung für unser Profil nur wenig Bedeutung hat, so habe ich sie doch hier ausdrücklich erwähnen wollen, weil nicht nur früher ziemlich allgemein, sondern auch vielfach noch jetzt diesen erst nach den alpinen Faltungen eingetretenen Störungen eine genügende Beachtung nicht geschenkt wird und ihre Vernachlässigung dann leicht auch die richtige Auffassung der Falten ungünstig beeinflussen kann.

Wir kehren nach dieser Abschweifung zu unserem eigentlichen Thema zurück, in welchem wir bis zu dem triasischen Gewölbekern am Morgetenwasserfall gekommen waren. Hier sollten wir nun wie auf dem Nordflügel auch auf dem Südflügel über dem Dolomit den rhätischen Kalk, Lias, Dogger und Malm anzutreffen erwarten. Statt dessen fehlen die beiden ersteren ganz und der Dogger liegt unmittelbar auf oder besser gesagt, weil hier alle Schichten senkrecht stehen, neben den Dolomitbänken. Diese Auflagerung erscheint als eine ursprüngliche und keinerlei Anzeigen sind vorhanden, die auf eine Störung schliessen lassen könnten, durch welche etwa der Dogger erst nachträglich an den Dolomit herangeschoben wäre. Er beginnt mit einigen sandigen bis feinbrecciösen Kalkbänken und dann folgen in grosser Mächtigkeit reine Kalke, Mergel und Crinoideenkalke. Aus einer Crinoideenkalkbank gelang es mir eine sehr gut erhaltene Terebratula globata herauszuschlagen. Auf diese Stelle habe ich bereits im stratigraphischen Teil hingewiesen. Der Morgetenbach, der vom Wasserfall an, bis wohin er in einem Längstal gelangt war, sich nach Süden wendet, durchquert nun in tiefer Erosionschlucht den Dogger und die darüber liegenden Kalke des oberen Jura, dann die hangenden Neocomkalke und die Couches rouges, die hier häufiger grau als rot gefärbt sind und den Muldenkern bilden, indem sie ihr südliches Einfallen in ein nördliches verkehren und talabwärts sich wieder auf Neocom und Jura legen. Letzterer nimmt da, wo der von NO herabkommende Bunschlibach in den Morgetenbach einmündet, söhlige Lagerung an und beide Bäche haben sich in diesen Jura-Gewölbefirst so tief und eng eingeschnitten, dass man auf einem künstlich angelegten Pfad stellenweise nur mit Hilfe von Leitern auf den Boden der Klamm herabsteigen kann, um auf diesem dann bequem bis zum Bad Weissenburg zu gelangen. Die Jurakalkbänke nehmen alsbald eine südliche Neigung an und werden von den stark wellig verbogenen Neocomkalken

neuerdings überlagert, bis letztere an einer steil gegen Norden ansteigenden Fläche enden, über der nur undeutlich gebankter massiger Jurakalk liegt. In der Klamm erkennt man diese etwa 50° nach S geneigte Ueberschiebungsfläche hauptsächlich nur aus der Diskordanz, die zwischen dem Neocom- und Jurakalk besteht. Deutlicher tritt sie ausserhalb der Klamm hervor, wo Gilliéron zwischen beiden als Liegendes des Jurakalkes noch Dogger und Trias beobachtet hat und in ihrer westlichen Fortsetzung werden wir sie später noch bei der Klusalp und Fluhalp, wo sie vorzüglich aufgeschlossen ist, zu beschreiben haben.

Sehr bezeichnend ist, dass dieser Jurakalk bis Bad Weissenburg im Hangenden kein Neocom trägt, sondern direkt die Couches rouges. Ich konnte letztere zwar beim Bad selbst, wo diese Stelle jetzt ganz vermauert ist, nicht mehr beobachten, aber nach den Angaben Gilliérons ist ihr Vorkommen nicht zu bezweifeln. Dahingegen ist der über ihnen lagernde Flysch fast an der ganzen Strasse, die vom Bad zu der Eisenbahnstation führt, vorzüglich aufgeschlossen und stellenweise von Fucoiden ganz erfüllt. Ungefähr auf halbem Wege ist eine mehrere Meter breite Zone roten Flyschschiefers darin besonders auffallend.

Ergebnisse.

Fassen wir die tektonischen Ergebnisse kurz zusammen, so lassen sie sich in folgenden Sätzen ausdrücken:

1. Drei Schubflächen, die unter ungefähr 30, 35 und 50° nach Süden geneigt sind, zerlegen das ganze von dem Profil durchschnittene Gebiet in vier Stücke, die ich in ihrer Reihenfolge von Nord nach Süd als die Molasse-, Gurnigel-, Gantrisch-Stockhorn- und Gastlose-Zone bezeichnen will.

2. Auf diesen Schubflächen ist jeweils die südlichere über die angrenzende nördliche Zone von Süden gegen Norden heraufgeschoben worden. Nimmt man an, dass die Schubflächen annähernd unter gleichem Winkel, wie es die Profilzeichnung andeutet, in die Tiefe herabgehen, dann mag auf jeder derselben die eingetretene vertikale Hebung ungefähr auf 500 bis 1000 Meter geschätzt werden

und auch der Betrag der horizontalen Verschiebung nach Norden wird dann annähernd gleiche Ausmasse haben.

3. Die Grösse der Faltung und Aufrichtung der Schichten ist in den einzelnen Zonen eine verschiedene. Wenn wir von der Gastlose-Zone noch absehen, weil nur ein kleiner Teil derselben in unser Profil fällt, so kann man sagen, dass die Stärke dieser Störungen von Nord nach Süd zunimmt. In der Molasse-Zone fehlt deutliche Faltung und die Schichtenneigung ist sehr gleichförmig gegen Süden gerichtet. Auch in der Gurnigel-Zone zeigt der Flysch vorwiegend südliches Einfallen. Faltung in grösserem Stile fehlt zwar vielleicht nicht, ist aber nicht sicher nachweisbar. Sie tritt erst in der Gantrisch-Stockhorn-Zone in unzweideutiger Weise hervor, in Form von zwei Falten, der Gantrisch- und Stockhornfalte, die ziemlich stark aneinander gepresst sind und durch welche die ursprüngliche Schichtenausbreitung eine lineare Verkürzung um etwa ein Drittel erfahren haben mag.

4. Diese Faltungen müssen den Ueberschiebungen zeitlich vorausgegangen sein und wurden von diesen nicht mehr wesentlich beeinflusst.

5. Auch die Morgeten-Querverschiebung muss jünger als die Faltungen sein, aber ihr zeitliches Verhältnis zu den Ueberschiebungen kann nicht festgestellt werden, so lange sie nicht in ihrem ganzen Verlaufe bekannt ist.

2. Das Profil vom Klushorn bis Schwenden.

(s. Taf. I. Fig. 2.)

Dies ist eine Verlängerung des vorigen Profiles nach Süden, aber es schliesst sich nicht unmittelbar bei Weissenburg, wo jenes endete, an, sondern beginnt weiter im Westen, jedoch genau mit demselben tektonischen Gliede, nämlich der dritten Schubfläche. Ich habe diese Stelle zur Fortsetzung des Profiles deshalb ausgewählt, weil hier die Aufschlüsse viel bessere und interessantere sind als bei Weissenburg, wo Moränen und Flussablagerungen zu viel verdecken.

Ein Gewölbe, das demjenigen von Bunschli in Profil 1 entspricht, ragt von links her mit seinem Südflügel gerade noch in das Profil herein. Es besteht wie dort aus Oberjura und Neocom, hat aber noch einen Rest der Couches rouges-Decke erhalten, die in Profil 1 nicht mehr erhalten ist. Auf einer mit 50° geneigten Schubfläche ist das Klushorn auf diesen Flügel heraufgeschoben worden, wodurch seine fast vertikal gestellten Bänke von Dogger und oberem Jura auf die Schichtköpfe der unteren und oberen Kreide zu stehen gekommen sind. Die Neigung auch dieser Schubfläche ist wie bei den meisten anderen dieser Gegend nicht unmittelbar mit Kompas und Lot zu messen gewesen, sondern muss auf der Höhenkurvenkarte nach dem Verlauf der Austrichlinie berechnet werden. Meist ist sie schon, wenn auch unbewusst, von dem Kartographen durch die Felszeichnung recht genau festgelegt worden.

Wie bei Bad Weissenburg fehlen die Neocomschichten im Hangenden des heraufgeschobenen Flügels und es legen sich über den Jurakalk direkt die Couches rouges und dann der Flysch. Auf einer mit 43° geneigten Schubfläche wiederholt sich die Schichtenserie nun noch einmal am Kienhorn, nur nimmt der Dogger nicht mehr daran Anteil und sind die Gesteinsbänke ein wenig flacher nach Süd geneigt als am Klushorn. Der Flysch verschwindet zunächst südwärts unter den breiten Alluvionen der Simme, taucht aber auf der anderen Talseite wieder unter denselben empor und zieht sich über die Fürerenfluh bis an den Fuss des Gipfelfelsens heran, der das Spitzhorn krönt. Seine Schichten haben sich dabei muldenförmig umgebogen und legen sich nun mit südwestlicher Neigung auf die Couches rouges, die ihrerseits den jurassischen Hornfluhbreccien des Gipfels des Spitzhornes auflagern, aber wie es scheint nicht mehr ganz konkordant. Die Breccie führt Bruchstücke von Dolomit, dunklem Kalk und Hornstein und bildet $^1/_2$—1 Meter dicke Bänke, welche mit dünnplattigen, schwarzen, z. T. mit Crinoideen-Resten erfüllten Schiefern wechsellagern. Streichen und Fallen zeigt, wo es sich überhaupt feststellen lässt, nicht unerhebliche Verschiedenheiten. Auf der Ostseite des Berges steht alles senkrecht, auf der Westseite neigen sich die Schichten nach Westen und am NW-Rand fallen sie mit 20° nach NO an einer Stelle, wo die Couches rouges mit ihrem regelmässigen Streichen von NO nach SW und Einfallen

nach NW ganz nahe dabei anstehen. Ob diese Diskordanz eine ursprüngliche, oder erst später durch tektonische Bewegungen hervorgebrachte ist, lässt sich kaum mehr feststellen. Diese Unregelmässigkeiten mögen JACCARD in der Annahme bestärkt haben, dass die Breccie und die Couches rouges zusammen das Stirngewölbe einer liegenden Falte bilden, die von ferne hergeschoben sich mit ihrer Stirn in den Flysch, über den sie sich bis dahin hinbewegte, hier eingebohrt habe. Er gibt davon S. 152 in Fig. 22 eine schematische Darstellung. Um das Stirngewölbe zu konstruieren, unterscheidet er zunächst zwischen einer oberen und einer unteren Breccie auf Grund petrographischer Verschiedenheiten, deren stratigraphischer Wert mir sehr zweifelhaft ist. Sodann gibt er an, dass die über den Breccien liegenden Couches rouges an einer Stelle unter den Breccien „verschwinden", also eine Kappe um die Gewölbestirn bilden. Ich habe aber nichts derartiges beobachten können, und schliesse daraus, dass es sich nur um einen im Wald versteckten und sehr kleinen Aufschluss handeln kann, dessen Beweiskraft wohl überschätzt wurde. Im SW der Berglihütte soll man die Couches rouges deutlich über dem Flysch liegen sehen. Wunderbar deutlich sah ich statt dessen den Flysch dort völlig konkordant auf den nordwestlich einfallenden Couches rouges liegen ohne jede mechanische Störung, und zwischen beiden Horizonten war infolge eines allmählichen Gesteinsüberganges nicht einmal eine scharfe Grenze zu ziehen. Ich muss es also entschieden in Abrede stellen, dass man am Spitzhorn die gewölbeartige Umbiegung der oberen Kreide oder der Breccie sehen kann und feststellen, dass die Couches rouges im Streichen und Fallen mit dem Flysch genau parallel gehen und unter demselben liegen. Sehr deutlich hingegen kann man sich auf der Ostseite dieses Berges davon überzeugen, dass, wie JACCARD ausführt, die Breccie des Spitzhorns auf einer Unterlage „reitet", die von oben nach unten aus Flysch, Couches rouges und oberem Jura besteht, so wie es unser Profil 2 darstellt.

Die Couches rouges sind ausnahmsweise nicht rot gefärbt und ziemlich mächtig entwickelt als graue Mergel und dünnplattige Kalke, so dass man an der Altlägeralpe zweifelhaft werden könnte, ob sie noch zu den Couches rouges gestellt werden dürfen, aber sie lagern sich wie diese auf die hellen dickbankigen und teilweise silexführenden Kalksteine des oberen Jura.

Eine steil nach NW geneigte Verwerfungsspalte, die auch JACCARD in seinem Profil 12 Tafel III richtig eingezeichnet hat, und die sich schon orographisch recht gut bemerkbar macht, schneidet diese Couches rouges nebst ihrer Jura-Unterlage gegen SO scharf ab. Sie hat eine nordöstliche Streichrichtung und zieht sich, soweit ich sie verfolgt habe, von den Hütten der hinteren Niederhornalp über die der unteren Bunschleralp, Tierstein und Hofstätten bis zur Simme oberhalb Laubegg herab, wo sie uns in Profil 3—6 wieder begegnen wird. Das Gebirge im Südosten dieser Verwerfungsspalte ist um ungefähr 300 Meter abgesunken. Die Breccie des Bunschlergrates ist also die südliche aber abgesunkene Fortsetzung derjenigen des Spitzhornes und „reitet" wie diese diskordant auf Flysch, Couches rouges und oberem Jura, der sich bis zur plateauartigen Höhe des Niederhornes erhebt. Die Auflagerungsfläche kommt gerade längs der Westseite des Bunschleralptales zum Ausstrich, ist dort aber durch Gehängeschutt der unmittelbaren Beobachtung entzogen. Die darunter einfallenden Couches rouges sind hier schon wieder ganz typisch entwickelt und an ihrer roten Farbe schon von weitem zu erkennen. Wo sie auf dem Jurakalk aufliegen, ist dieser etwas brecciös entwickelt, was ich als ein Zeichen der diskordanten Auflagerung und der vorausgegangenen Trockenlegung des Jura während der älteren Kreidezeit auffasse.

Auf der Höhe des Niederhornes stellt sich eine zweite staffelartige Verwerfung ein von allerdings nur geringer Sprunghöhe. Teile der ursprünglich darüber ausgebreiteten Brecciendecke sind noch erhalten in Form kleiner Inseln. Zahlreiche auf den Couches rouges und dem Jurakalk dieses ebenen Rückens herumliegende Blöcke von Rauhwacke und Dolomit bekunden, dass auch die triasische Unterlage der Brecciendecke hier mit heraufgeschoben, aber von der Erosion schon fast ganz abgetragen worden ist.

Der plötzliche Steilabsturz des Niederhornes auf dessen Ostseite hat seine Ursache in einer dritten Verwerfung, deren Sprunghöhe gegen 700 Meter beträgt. Sie zieht sich von Nordosten auf der linken Seite des Männigbaches herauf, setzt über die Wasserscheide der Maienbergalp herüber in das Mannriedertal und erreicht wahrscheinlich südlich von Mannried das Simmental. Auch hier ist der Gebirgsteil im Südosten der Spalte abgesunken und so wiederholen sich auf dem Seeberg die nämlichen Lagerungsverhältnisse wie am Niederhorn und Spitzhorn.

Ergebnisse.

1. Die Partie zwischen Klushorn und Spitzhorn ist eine Mulde, die auf einer mit 50° geneigten Fläche über den Südflügel des Stockhornsattels nach Norden heraufgeschoben worden ist, wobei zugleich ihr Nordflügel durch einen Parallelschub zweimal am Klushorn und Kienhorn übereinanderzuliegen kam. Der Südflügel wurde auf einer mit 25° nach Nord geneigten Fläche über das südliche Gebirge heraufgepresst und dominiert im Spitzhorn, während seine noch weiter nach Süden reichende Fortsetzung auf drei Verwerfungen staffelförmig abgesunken ist.

2. Der Bau dieser Mulde ist ein unsymmetrischer, denn die Schichten des Nordflügels sind sehr steil, die des Südflügels viel flacher gestellt. Jene bestehen hauptsächlich aus oberem Jurakalk, diese aus Hornfluhbreccie und etwas Trias. Am Muldenkern beteiligen sich die Couches rouges und der Flysch.

3. Der Südflügel liegt auf eine Erstreckung von mindestens 4 Kilometer über einem Schichtensystem von Flysch, Couches rouges, oberem Jura, Dogger und Trias, das ebenfalls wie der Südflügel Neigung der Schichten nach Norden besitzt. Die Auflagerungsfläche senkt sich nach Norden unter Winkeln von 15 bis 25°. Somit ist auch der Südflügel gedoppelt und seine zwei Teile liegen dachziegelartig übereinander, so dass der untere Teil als der überschobene südlichste Teil des Muldenflügels gelten kann.

4. Der Hauptunterschied zwischen diesen zwei übereinander liegenden Teilen besteht darin, dass die Juraformation im oberen Teil als Hornfluhbreccie entwickelt ist, die dem unteren fehlt, während der untere Teil eine mächtige Entwickelung des oberen Jurakalkes hat, die dem oberen fehlt.

3. Profil von der Dürrifluh zum Laubegg an der Simme.

(*s. Tafel I. Fig. 3.*)

Dieses ist ein Parallelprofil zu dem vorausgehenden und liegt durchschnittlich um 2 Kilometer weiter im Westen.

Es beginnt ebenfalls mit dem Südflügel des Stockhorngewölbes. Dürrifluh und Krachihorn entsprechen tektonisch dem Klus- und Kienhorn, das Laubegg dem Spitzhorn.

Der Stockhorn-Südflügel des Luchern wird von Jurakalk, Neocom, Couches rouges und Flysch aufgebaut. Letzterer ist auf der Reidigenalp deutlich anstehend zu sehen und diese Stelle ist insofern wichtig, weil sie beweist, was im Profil 1 und 2 im Ungewissen blieb, dass an den Gantrisch-Stockhorn-Falten auch der Flysch beteiligt ist und ursprünglich wohl überall vorhanden war. Auf einer mit 40° geneigten Fläche ist die Dürrifluh über die Stockhornfalte heraufgeschoben. Sie besteht aus dickbankigen hellen Jurakalken, die auf der Südseite direkt von Couches rouges bedeckt werden. Geht man von der Reidigenalpe ostwärts gegen die Klus herab, dann gewahrt man, dass unter dem Jurakalk auch noch die Mytilus-Schichten des Doggers mit kleinen Kohlenlagern, die früher abgebaut wurden, zum Vorschein kommen und darunter auch noch die liegenden Breccien.

Diese Schichten kehren auf der Fluhalp im Hangenden der Couches rouges wieder und bauen das Krachihorn auf. Die Ueberlagerungsfläche hat ziemlich die gleiche Neigung wie am Kienhorn (Profil 2). Zu unterst stehen in einer Mächtigkeit von rund 100 Metern typische Hornfluhbreccien an mit Bruchstücken von Dolomit, Kalkstein und Hornstein. Auf ihnen ruhen mit Neigung von 40° nach Süden die sandigen kohlenführenden Schichten des Doggers. Die Auflagerung ist vorzüglich freigelegt und ganz unzweideutig. In dem feinen Sand liegen einzelne im Gegensatz zur Breccie wohl abgerundete Silexgerölle. Die Sande wechsellagern mit gelben und schwarzen Letten und zwei kleinen Kohlenflötzen. Darüber folgen im ganzen in einer Mächtigkeit von rund 30 Metern Kalke und Mergel mit der bekannten Mytilus-Fauna, und dann erst dünnbankige, später dickbankige und helle Kalke des oberen Jura, die auf der Südseite des Krachihornes von Couches rouges und Flysch überlagert sind. Die sich gegen Süden anschliessende 4 Kilometer breite Hügellandschaft zeigt uns nur Flysch bis zum Laubegg, wo aber mit nördlichem Einfallen darunter wieder die Couches rouges auftauchen.

Das Laubegg wurde beim Bau der Simmentalbahn mit einem Tunnel durchfahren. Dabei hat der Forstmeister Abegglen Gesteinsproben in verschiedenen Abständen gesammelt, die er mir während meines Aufenthaltes in Zwei-

simmen in freundlicher Weise zeigte. Die Couches rouges stehen am Nordeingang des Tunnels an bis 19300 m der Bahnlinie. Es sind abwechselnd rote und hellgraue Kalkschiefer, dann folgen einige Proben, aus denen ich das Alter der Schichten nicht erkennen konnte, aber alle anderen, und das sind die meisten, gehören bis zum Südportal des Tunnels zur Hornfluhbreccie. Diese liegt somit unter den Couches rouges und bildet den Südflügel der Flyschmulde, wie am Spitzhorn.

In dem offenen Felseinschnitt vor dem Südportal steht ein heller Jurakalk an. Ich konnte nicht bis zum Kontakt desselben mit der Breccie vordringen, glaube aber, dass er von dieser überlagert wird. JACCARD hat denselben merkwürdigerweise als obere Breccie angesprochen, obwohl er ein ganz reiner Kalkstein ist. Nicht weit davon, aber durch die Simme von ihm getrennt, trifft man neben der Strasse sogleich nach Ueberschreiten der Brücke einen

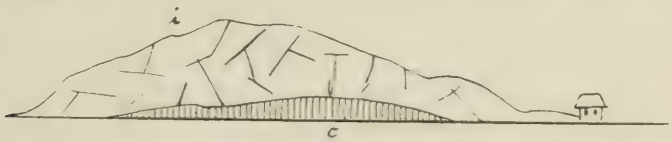


Fig. 4. Strasse oberhalb des Laubeggtunnels im Simmental.
i oberer Jura. c vorgelagerte, aufgerichtete Couches rouges.

Kalkfelsen, der ebenfalls im frischen Bruch helle Farben zeigt, aber eine Menge von eckigen Dolomitstücken einschliesst. Er gehört zur Breccie und wahrscheinlich war dies der Grund, weshalb JACCARD auch jenen am Tunnel dazu rechnete. Geht man von da die Strasse herauf gegen Lehn, so steht rechts am Gehänge erst triasische Rauhwacke an und dann kommt wieder ein heller Kalk ganz von gleicher Beschaffenheit wie der beim Tunnelportal. Er ist in einem Steinbruch gut aufgeschlossen und da hat ihn JACCARD nicht mehr als obere Breccie sondern richtig als oberen Jurakalk angesprochen. Ich halte beide für Teile ein und desselben Lagers, die aber durch eine kleine Querverwerfung etwas auseinandergerückt sind. JACCARD hat gerade dort das Vorkommen ähnlicher Verwerfungen bereits konstatiert und einige auch auf seiner Karte eingezeichnet. Geradeso wie die Trias über dem Jurakalk des Steinbruches liegt, (s. Profil 5), so nehme ich an, liegt am Tunnel die Breccie über dem Jurakalk des Einschnittes. Wie verwickelt hier infolge späterer Verwerfungen die Tektonik ist, das lehrt

ein Aufschluss, den JACCARD ganz übersehen zu haben scheint. Er liegt unmittelbar neben der Strasse bei dem Haus, das zwischen der Brücke und jenem Steinbruch steht. Heller Jurakalk bildet eine kleine Felswand, an deren Fuss die Strasse vorbeizieht, aber dazwischen erhebt sich eine niedere Böschung, die aus Couches rouges besteht, deren Schichten vertikal gestellt sind und an dem Jurakalk im Streichen abstossen (s. Fig. 4). Zwischen ihnen muss also eine Verwerfungsspalte in nordöstlicher Richtung hindurchziehen. Verlängert man sie nach Norden, so schneidet sie gerade zwischen dem Jurakalk am Südportale und dem Breccienkalk bei der Brücke hindurch und wir begreifen nun, auf welche Weise diese verschiedenen Gesteine in einer zu Täuschungen Veranlassung gebenden Weise einander so nahe gerückt worden sind.

Ergebnis.

Profil 3 gibt uns genau dasselbe tektonische Bild wie die Nordhälfte von Profil 2: Eine breite Flyschmulde mit doppeltem Nord- und Südflügel und am Südrand ein staffelförmiger Abbruch, der mit dem bei der Altläger-Alpe nicht nur analog, sondern wahrscheinlich identisch ist.

4. Profil durch Bunschlergrat und Niederhorn.

(*Tafel I. Profil 5.*)

Von Westen her erscheint noch bei Beret der Südflügel der in Profil 2 und 3 beschriebenen Flyschmulde, deren Basis bei Hüppiweid aus Couches rouges, Hornfluhbreccie und Dolomit nebst Rauhwacke der Trias besteht, die auf dem Jurakalk des Steinbruches bei Lehn liegt, wie wir dies eben dargestellt haben. Dann folgt ein Abbruch, der die Breccie samt ihrer Unterlage versenkt hat, und auf der anderen Seite des Simmentales erscheint eine dünne Lage von Trias, die gerade noch den Flysch darunter verhüllt und auf der Höhe des Bunschlergrates von mächtiger Hornfluhbreccie bedeckt wird.

Die Verhältnisse am Niederhorn und Mänigen sind genau so wie auf Profil 2 am Seeberg und Niederhorn.

Das ganze Profil verläuft im gedoppelten Südflügel der breiten Flyschmulde aber in ostwestlicher Richtung, welche die des Profiles 2 und 3 unter einem Winkel von etwa

60° schneidet. Ich habe diesen Schnitt so gelegt, hauptsächlich um die wechselnde Neigung der Ueberschiebungsfläche zu zeigen. Die vielen späteren Dislokationen, von denen wir einige bereits kennen gelernt haben, müssen ja auch die ursprüngliche Orientierung der Ueberschiebungen verändert haben, und so dürfen wir uns nicht wundern, wenn wir letztere bald nach Norden, bald nach Westen geneigt antreffen, wie am Bunschlergrat, wo sie in unserem Profil eine Neigung von 20° nach Westen zeigt.

Die Strecke zwischen Bunschlergrat und Simme habe ich nicht selbst untersucht, sondern die Zeichnung auf Grund der JACCARDschen Karte konstruiert.

5. *Profil vom Sparrenmoos über Hohlas nach Zweisimmen.*

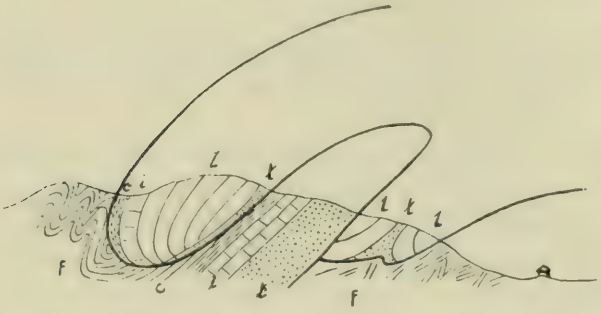
(*Tafel I. Profil 4.*)

Dieser Querschnitt geht durch den Flühwald, einem Höhenzug, der sich ohne Unterbrechung zur Hüppiweid (Profil 5) und zum Laubegg (Profil 3) hinzieht und überall den orographischen Ausdruck ein und desselben tektonischen Vorganges darstellt.

Der Südflügel der Flyschmulde ist gedoppelt und gegen SO auf zwei Brüchen abgesunken. Eine ganz andere Darstellung davon hat JACCARD gegeben. Trotz der Regelmässigkeit, mit der die Couches rouges hier wie anderwärts auf der Hornfluhbreccie liegen, will er dies nicht als eine ursprüngliche Auflagerung gelten lassen. Für ihn steht fest, dass die Couches rouges nur auf dem oberen Jura zum Absatz kamen. Er unterscheidet eine untere und eine obere Breccie, letztere ist oberjurassisch und nur auf ihr dürfen Couches rouges normal liegen. Im ganzen Flühwaldzug konnte er aber nur an wenigen Stellen obere Breccie finden, mithin können nach ihm nur tektonische Vorgänge die obere Kreide mit der unteren Breccie in Kontakt gebracht haben. Man kann, sagt er S. 129, dieses lokale Fehlen der oberen Breccie wohl nur einer Abschürfung zuschreiben. Das ist für mich natürlich in keiner Weise ein zwingender Beweis, denn man kann wohl ebensogut annehmen, dass die obere Kreide, nachdem sie nun doch einmal keine konkordante Unterlage von älterer Kreide hat, also auf dem oberen Jura diskordant liegen muss, auch direkt auf älteren Teilen der Breccie zum Absatz gekommen sein kann, wenn dieselben nach Verlust der oberen Lagen zur Zeit der jüngeren Kreide zufällig den Boden des

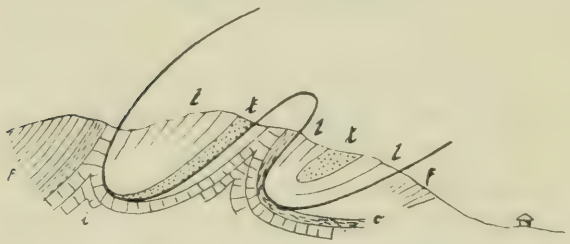
Meeres bildeten. Somit hat obiger Ausspruch JACCARDS keine Beweiskraft und kann ihm jedenfalls nicht über die Notwendigkeit des Nachweises einer stattgehabten Abschürfung hinweghelfen. Diesen Beweis ist er uns aber schuldig geblieben. Ueberall arbeitet er vielmehr mit der unbewiesenen Voraussetzung, dass die Couches rouges im Gebiet der Brecciendecke nicht zum Absatz gekommen und dass sie nur auf die darunter liegende nappe médiane beschränkt sind. Wo er sie dennoch in Verbindung mit der Breccie antrifft, versteht es sich für ihn von selbst, dass sie nur durch Abschürfung aus der nappe médiane in die nappe de la brèche gelangt sein können, die sie „wie einen Handschuh" über ihre Stirnfalte gestülpt habe. Und doch kann er uns keine einzige Stelle nennen, wo dies in unzweideutiger Weise zu sehen wäre. Er operiert meist mit Andeutungen und Mutmassungen und wie wenig ihm der Nachweis am Spitzhorn, das nach ihm für seine Behauptung den sichersten Beweis erbringen soll, gelungen ist, haben wir bereits gesehen. Es ist doch sehr auffallend, dass fast überall, wo die Breccie an den Flysch herantritt und von ihm überlagert wird oder, um mit JACCARD zu sprechen, sich in den Flysch hineingebohrt hat, sich die Couches rouges dazwischen einstellen. Welche Wahlverwandtschaft soll denn die Brecciendecke veranlasst haben, beim Gleiten über die Unterlage der nappe médiane so oft von dieser gerade nur die Couches rouges abzuschürfen und sich darin einzuwickeln? Wie wenig sicher übrigens JACCARD seiner Sache zwei Jahre vorher war, geht aus der unteren Zeichnung der Fig. 5 hervor, wo den Couches rouges noch

Fig. 5.



Flühwald Hohlas Zweisimmen

nach Jaccard 1904.



nach Lugeon und Jaccard 1902.

ihr normales Verhältnis zum Flysch unbestritten gelassen wurde. Trotz der bedeutenden Verschiedenheiten im tatsächlichen Befunde sehen wir gleichwohl in beiden Figuren schon die zwei eingebohrten Stirnfalten als die „ruhenden Pole“ in der Erscheinungen Flucht.

Ueber die Auflagerung der Trias und Breccie auf den Couches rouges und dem oberen Jurakalk bei Hohlas sind alle Geologen, die diese Stelle gesehen haben, einig. Schwieriger ist das Verhältnis festzustellen, in welchem dieser Jurakalk zu der Breccie und der Trias steht, die das Gehänge unterhalb bedecken und unterhalb dessen noch bei Zweisimmen Flysch ansteht.

Jaccard hat diese Waldhänge sehr eingehend untersucht und kam zu dem Ergebnis, dass die Trias die normale Unterlage des oberen Jurakalkes von Hohlas und dass die Breccie erst nachträglich in diese Trias hineingepresst sei. Er gibt in seinen Profilen der Breccie die Form eines liegenden Gewölbes, das sich mit seiner Stirne gerade auf der Grenze zwischen Trias und Flysch eingebohrt habe, so dass es jetzt auf Flysch und unter der Trias liege.

Der Umstand, dass das Gehänge des Flühwaldes von dichtem Schutzwald bedeckt ist, der nur selten anstehendes Gestein erkennen lässt und aus dessen Boden meist nur Blöcke hervorschauen, die in früherer Zeit von oben herabgestürzt sind, macht es fast unmöglich, ein sicheres Bild der Tektonik zu gewinnen. Nur das eine scheint mir sicher zu sein, dass die triasische Rauhwacke nicht, wie Jaccard annimmt, die normale Unterlage des oberen Jurakalkes sein kann. Denn dieser Jurazug hat eine nur geringe Mächtigkeit und keilt sich gegen Süden fast ganz aus, so dass dort die hangenden Couches rouges fast auf die Rauhwacke zu liegen kommen.

Da ausserdem nirgends in den Freiburger Voralpen die hellen dickbankigen bis massigen Oberjura-Kalke normaler Weise direkt auf den Rauhwacken der Trias liegend bekannt sind, so wird man es begreiflich finden, dass ich von vornherein die Grenzlinie zwischen beiden für eine tektonische Störungslinie hielt. Für diese Annahme habe ich dann auch eine glänzende Bestätigung gefunden. Ungefähr 100 Meter südwestlich von der Stelle, wo der Weg von Zweisimmen zu den Flühenen den Wald an seiner oberen Grenze verlässt, findet man auf Jaccards Karte am Fuss der Jurawand einen schmalen Streifen von Diluvium eingetragen offenbar zum Zeichen, dass hier der

Kontakt mit der Trias nicht zu sehen sei. Aber gerade da ist er vorzüglich aufgeschlossen an der hohen etwas überhängenden Jura-Wand. Am Fusse derselben (s. Fig. 6) schaut aus dem hier zufällig waldfreien Boden die typische Rauhwacke noch etwas heraus. Sie ist an den Kalk angelegt auf einer Fläche, die N 30° O streicht und mit 60° nach NW einfällt. Auch im Kalk darüber gewahrt man noch einige Rutschflächen, die mit jener Grenzfläche parallel laufen. Die Rutschstreifen bilden mit der Fallinie der Fläche einen Winkel von 30° und ziehen sich von rechts nach links, also gegen SW schräg an der Wand herab.

Das beweist, dass die Rauhwacke wirklich nicht das normale Liegende des Jurakalkes ist, dass eine Verwerfung beide erst nachträglich zusammengebracht hat und dass die Verschiebung auf dieser Verwerfungsspalte keine rein vertikale war, sondern auch einen horizontalen Betrag hatte, dessen Grösse auf etwas mehr als die Hälfte des vertikalen zu veranschlagen ist.

Fig. 6 Felswand im Flühwald.
i Oberer Jura.
br triasische Rauhwacke.

Am natürlichsten erscheint es mir, die Rauhwacke und den Dolomit des Flühwaldgehänges mit der Hornfluhbreccie als deren Liegendes in Verbindung zu bringen, welche hauptsächlich an den tieferen Teilen des Gehänges ansteht. Das ist ja wirklich am oberen Flühwald bei Hohlas und Sali eine feststehende Tatsache, d. h. in der Masse, welche über die Couches rouges und den oberen Jurakalk des Hohlas hinübergeschoben ist.

Warum soll das hier unten plötzlich anders sein? Die Antwort auf diese Frage im Sinne JACCARDS würde etwa lauten: man kann das nicht annehmen, weil sonst die Breccie kein liegendes Stirngewölbe sein könnte, das sich in die nappe médiane eingebohrt hat, sondern eher eine Mulde bildete (wie es mein Profil 4 zeichnet) und weil dies dann im Widerspruch mit der LUGEON'schen Theorie der nappes de recouvrement stände.

Meine Antwort hingegen ist die, dass die muldenförmige Lagerung, wie sie mein Profil gibt, zwar problematisch ist, aber dass die Tatsache nicht bestritten werden kann,

dass unter der Jurawand zunächst die Trias und erst weiter unten die Breccie kommt. Ob man dies durch eine Mulde oder eine einfache Neigung der Schichten gegen NW erklären will, bleibt sich für die tektonische Deutung ziemlich gleich.

Der Flysch endlich, welcher zunächst der Talsohle ansteht, kann ebenfalls in keinem normalen Verbande mit der Breccie stehen, denn er zieht sich von da ohne Unterbrechung im Tal der kleinen Simme herauf und schneidet dabei Breccie und Trias quer zu ihren Streichen ab, was auf eine zweite Verwerfungsspalte schliessen lässt, die ich in Ermangelung einer direkten Ablesung im Profil als eine senkrechte eingezeichnet habe.

Dass dieser Flysch sowohl wie die angrenzende Breccie und Trias nichts anderes sein können, als abgesunkene Teile der Brecciendecke von Hohlas wird aus der Besprechung des nächsten Profils hervorgehen.

6. Profil vom Hundsrück über den Rinderberg zum Mattenberg.

(*Tafel I. Profil 6.*)

Die Flyschmulde, die wir in den Profilen 2 und 3 in ihrer ganzen Breite kennen gelernt haben, reicht in diesem Querschnitte von NW her noch mit ihrer dominierenden Höhe, dem Hundsrück, weit herein und legt sich mit ihrem SO-Flügel auf die Couches rouges, die Breccie und Trias des Flühwaldes, wie dies im vorausgehenden Kapitel bereits eingehend besprochen ist. Für die Teilstrecke vom Schwarzsee bis zur kleinen Simmme bietet der Weg über Schauenegg und Sali nach Grubi sehr gute Aufschlüsse in den Couches rouges und der Hornfluhbreccie, und kurz vor Sali steht der triasische Dolomit und bald hernach die Rauhwacke an. Abwärts steigend erreicht man darunter einen Streifen von Couches rouges und oberen Jurakalk, ähnlich wie bei Hohlas, nur ist der Streifen sehr viel schmäler wie dort, und bald hernach aber noch tiefer unten am Gehänge kommt ein grösserer Aufschluss der triasischen Rauhwacke, die aber im nahen Einschnitt der kleinen Simme bereits vom Flysch abgelöst ist, während bei Kehlenweid sich zwischen beide noch ein Zug von Hornfluhbreccie einschiebt. Wir finden hier also eine vollständige Bestätigung für unser Profil 4.

Das sanft ansteigende Gehänge von da bis zur Rinderbergalp besteht nur aus Flysch, der an vielen Stellen allerdings von mächtigen glacialen Ablagerungen bedeckt wird.

Einige Eruptivgänge setzen in demselben auf und einen derselben habe ich, obwohl er nicht ganz genau auf der Schnittlinie liegt, in das Profil eingezeichnet. Es ist mir ganz unmöglich in dem gangartigen Diabasgestein vom Fang etwas anderes als einen echten Gang zu sehen. Die Flyschschiefer schneiden seitlich scharf an ihm ab und das Eruptivgestein kann unmöglich erst nachträglich infolge von Ueberschiebung von oben in den Flysch eingepresst worden sein.

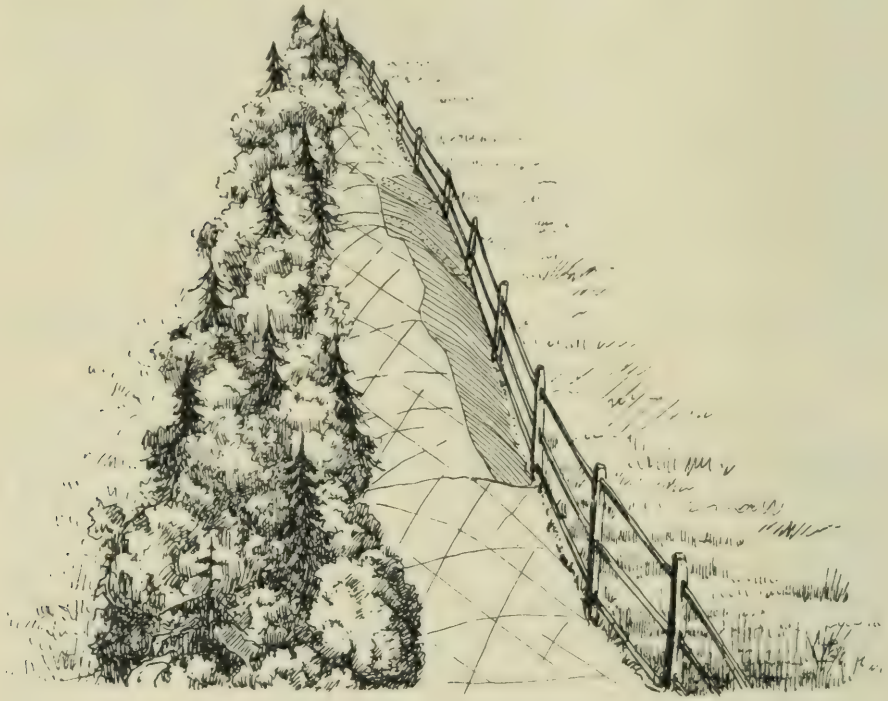


Fig. 7. Eruptivgang im Flysch am Fang.
Von den zwei punktierten Einlagerungen im Flysch ist die eine eine feinsandige, die andere eine feinbrecciöse Kalkbank.

Die hellgrauen und roten Couches rouges sind durch eine weithin sichtbare, schlüpfrige Steilwand gleich unterhalb der Rinderbergalp aufgeschlossen. Sie fallen nach NW also unter den Flysch ein. Hinter der Alp stehen mit gleicher Neigung und somit unter den Couches rouges liegend dünnplattige bis dickbankige, reine bis schwach brecciöse oder auch an Kieselknollen reiche Kalke des oberen Jura an. Je weiter man am Berg herauf, also ins Liegende der Schichten geht, um so häufiger und grobstückiger wird die Breccie, bis sich zwischen Geishorn und Rinderberggipfel (2081) eine Zone breccienfreier

feiner Schiefer einstellt (JACCARD's Dogger), die aber selbst doch nur eine Einlagerung in der Breccie sind, denn diese kehrt darunter alsbald wieder (JACCARDS untere Breccie) in Wechsellagerung mit Crinoideen- und sandigen Kieselkalken, bis zuletzt sich Dolomite und Rauhwacken einstellen und die Trias ankünden. Auf der Grenze liegen grosse Lumachellenkalke herum, in denen die rhätischen Kössener Schichten vermutet werden. Bis dahin liegt alles regelmässig und normal, aber beim Abstieg nach Barwengen, kurz vor Punkt 2017, stossen wir auf eine deutliche tektonische Störung. Es ist eine SW-NO streichende Verwerfungsspalte, auf der im SO die Breccie in das Niveau der Trias im NW abgesunken ist. Jedoch muss zur vertikalen auch noch eine horizontale Bewegung gekommen sein, weil unter dieser abgesunkenen Breccie nicht etwa zunächst wieder Trias liegt, sondern sogleich der Flysch, der ja allerdings auch unter dem ganzen Rinderberggrat das Liegende der eben erst überschrittenen Breccie und des oberen Jura bildet. Auch JACCARD hat diese Störung beobachtet, aber der Verwerfungsspalte eine flache Neigung, die sie gewiss nicht hat, gegeben, das ganze als eine schuppenförmige Ueberschiebung aufgefasst und noch eine dünne Lage von Rauhwacke zwischen Breccie und Flysch eingezeichnet. Auf der von mir nicht besuchten Ostseite mag dies vielleicht zutreffen, aber auf der Westseite sicherlich nicht, wo die Breccie unmittelbar auf fucoidenreichen Flyschschichten aufliegt.

Die weitere Fortsetzung des Profiles von da bis Mattenberg habe ich hauptsächlich nach den Angaben JACCARDS aber unter Weglassung der kleinen tektonisch noch recht zweifelhaften Trias, Jura, und Kreideflecken im Flysch entworfen, da ich diese Strecke nicht selbst begangen habe. Man sieht wie im Profil 2, dass der Südflügel der grossen Hundsrück-Flyschmulde auf Flysch, Couches rouges, oberen Jura, Dogger und Trias hinübergeschoben ist, deren Schichten alle gleiches Einfallen nach N bzw. NW haben, so dass sie als ein dem überschobenen Flügel analoges tektonisches Glied erscheinen, das sich nur durch das Zurücktreten oder gänzliche Fehlen der Breccie von ihm unterscheidet.

Statt bis zum Mattenberg vorzugehen, war ich nach Barwengen abgebogen, wo mich das „Houiller?“ auf der Karte JACCARDS mächtig anzog. Es war leider eine Enttäuschung, denn ich fand nur echten Flysch in stark sandiger Facies, der lagenweise sehr viel verkohlte aber unbestimm-

bare Landpflanzenreste enthält. Er bildet die Unterlage der Hornfluh-Trias geradeso wie drüben am Rinderberg. Zwischen beiden Bergen hat sich der Kaltenbrunnenbach ein Tal ausgearbeitet, das die Trias- und Brecciendecke bis herab auf ihre Flyschunterlage durchschneidet. Wäre der Talboden nicht so sehr von jüngeren glacialen Ablagerungen überschüttet, so würde man hier einen sehr lehrreichen Einblick in die Natur dieser Deckenbildungen gewinnen können. Statt dessen kann man die Anwesenheit des Flysches nur aus einzelnen Aufschlüssen erraten und auch der Kontakt mit der darüberliegenden Decke ist fast ganz verschüttet. Aber wenigstens an einer Stelle gegenüber von Klein Saanenwald ist ein herrlicher Aufschluss entstanden und man sieht den basalen Flysch mit etwas zerknitterten aber senkrechten Schichten anstehen,

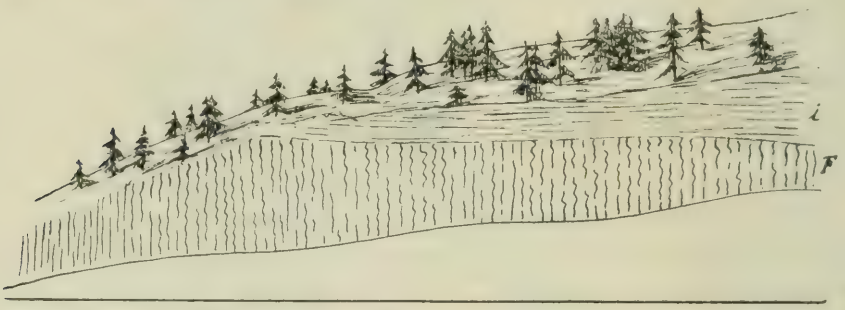


Fig. 8. Ueberlagerung des Flysch (F) durch Jurakalk (i) am Kaltbrunnenbach im Klein-Saanenwald.

während die Schichtköpfe oben glatt abgeschnitten sind und darüber in schwach geneigter fast horizontaler Lagerung dünnplattige blaue Jurakalke liegen.

Der Umstand, dass hier Flysch unter dem Jura, bei der Rinderbergalp aber, wie wir sahen, Flysch und Couches rouges über dem Jura liegen, hat JACCARD zur Annahme Veranlassung gegeben, dass der Jura ein liegendes Stirngewölbe sei, das sich als vorderes Ende einer meilenlangen Deckfalte hier in den Flysch hineingebohrt habe, nachdem es vorher schon der Nappe mediane ein Stück Couches rouges entrissen und sich dasselbe wie eine Kappe auf die Front gestülpt hatte.

Wie wenig eine solche Hypothese berechtigt ist, ersieht man aus unserem Profil, indem ich nur das wirklich Beobachtete zur Darstellung zu bringen versucht habe.

Wenn der Rinderberg ein liegendes Gewölbe wäre, dann müssten doch die Jurakalke am nordwestlichen Ende

sich umbiegen und sich unter die Breccie und die Trias herunterziehen, und auch die Couches rouges dürften sich nicht so regelmässig zwischen Jura und Flysch einschalten. Allerdings sagt JACCARD (S. 104), dass die Couches rouges sich bei der Alp Rinderberg gegen Süd und Südwest unter, gegen Osten über den Jura legen und damit wäre ja so eine Art von übergestülpter Kappe gegeben, aber es war mir unmöglich an Ort und Stelle etwas derartiges zu sehen. Ein südliches oder südwestliches Einfallen der Couches rouges existiert dort nach meinen Beobachtungen nicht.

Ergebnisse.

1. Die Hundsrück-Mulde bildet südwärts bis zum Rinderberg eine oberste Decke, unter der eine andere liegt, die vom Flühwald bis zum Mattenberg reicht und selbst auf einer Unterlage von Flysch ruht.

2. Spätere Verwerfungen haben diese Decken in ihrer Gesamtheit durchschnitten und verschoben. Dabei ist an der kleinen Simme ein Stück so tief eingesunken, dass von der unteren Decke gar nichts mehr zutage kommt.

3. Die heutigen Oberflächenformen zeigen eine gewisse Beziehung zu diesen jüngsten Dislokationen und die starken Einbrüche fallen mit den Oberflächendepressionen nicht nur in diesem Profile, sondern auch in den Profilen 2—5 zusammen.

7. Profil durch den Col Videman.

(s. Tafel II. Profil 7.)

Ich habe diesem Gebiet nur einen Tag widmen können, es aber nicht bereut, der dringenden Empfehlung PAULKE's wenigstens zu einem kurzen Besuche gefolgt zu sein. Das Profil, welches ich dabei gezeichnet habe, beruht natürlich nicht auf durchweg eignen Beobachtungen und ich bezweifle nicht, dass ich bei einem längeren Aufenthalt manches anders und auch nicht so einfach dargestellt hätte.

Es war mir äusserst überraschend, auf engem Raum zwischen Château d'Oex und der Gummfluh alle die tektonischen Glieder wieder anzutreffen, welche der fast doppelt so breiten Region zwischen der Stockhornkette und dem Amselgrate eigen sind, und ich kann deshalb der Ver-

suchung nicht widerstehen, dies durch ein Profil zu veranschaulichen, selbst auf die Gefahr hin, dass demselben nachträglich und insbesondere durch die von JACCARD aufgenommene Spezialkarte, die in Aussicht steht, im einzelnen eine Reihe von Unrichtigkeiten oder Uebersehen nachgewiesen werden.

Wenn wir im Westen beginnen, so erkennt man in dem Ausläufer des Laitmaire, der die Anhöhe im Norden der Sarine bildet, unschwer die tektonischen Züge der Gastlosekette, wie sie uns bereits aus Profil 2 und 3 bekannt sind. Auch der äusserliche Zusammenhang zwischen Klus- und Kienhorn sowie Dürrifluh und Krachihorn mit dem Laitmaire tritt schon beim ersten Blick auf die Blätter XII und XVII der geol. Karte der Schweiz klar hervor. Der Flysch zwischen der Sarine und Alp Cananéen entspricht der Hunsrück-Mulde, die Pointe de Cananéen dem Flühwald-Rücken und dem Spitzhorn, der Rocherplat (i. e. das östlich anschliessende Rubihorn) dem Hohlasfelsen und der Altlägeralp, der Col de Videman dem Rinderberg, Bunschlergrat und dem Niederhorn, endlich die Gummfluh, dem Amselgrat, Spielgerten und Seeberg, und der Gummberg, dem Niesenflysch-Zug.

Um dies im einzelnen noch näher nachzuweisen, ist es notwendig die Hornfluhbreccie des Flühwaldes von Zweisimmen aus bis zur Pointe de Cananéen im Streichen zu verfolgen. Das ist indessen nicht so leicht, weil dieser Breccien-Zug bei der Einmündung des Schlündibaches in die kleine Simme plötzlich verschwindet und in seiner Fortsetzung, soweit nicht mächtige Moränen alles bedecken, nur noch Flysch ansteht. Wir haben aber schon erkannt, dass dies Folge einer NO-SW streichenden Verwerfung ist, auf der die Breccie im SO in die Tiefe gesunken ist. Um also ihre Fortsetzung gegen SW auszurichten, ist es notwendig jener Verwerfung in gleicher Richtung zu folgen und auf diese Weise erreichen wir die Breccie nördlich von Saanen, wo sie von Burris an über Unter Port als geschlossener Zug bis zur Einmündung des Fenilbaches in die Sarine zu verfolgen ist und wie am Flühwald gegen Norden regelmässig erst von Couches rouges und darüber von Flysch überlagert wird. Nun setzt sie gegen SW über die Sarine herüber, welche sich in enger Klamm durch das harte Gestein seinen Weg gebahnt hat, steigt zur Höhe der Tête des Planards herauf und streicht über Quoquaire hinüber zur Tête de Cananéen.

Die Unterlage von Jurakalk und Couches rouges, welche dieser Breccienzug bei Hohlas hat, taucht mit letzterem ebenfalls bei Saanen wieder auf und ist auf Jaccards Karte in Form kleiner aus dem Diluvium aufragender Partien eingezeichnet. Sie setzt dort ebenfalls über die Sarine herüber, baut den Felskamm auf, der als Dorfflüh bezeichnet ist und der rasch an Höhe gewinnt bis er plötzlich am Gauderlibach sein Ende erreicht. Aber auf der anderen Seite dieses von Schutt und Moränen ganz bedeckten Quertales, ragt sie wieder auf und trägt als Gipfel das Rublihorn und den Rocherplat. Diesen mächtigen Zug von Jurakalk begleitet im Hangenden eine schmale Decke von Couches rouges, die auf Blatt XVII von Saanen bis Martigny eingezeichnet ist und die ich bei Lévanchy und La Mariaz zwischen Planard und Douves vorzüglich aufgeschlossen fand. Sie setzt aber noch weiter nach Westen fort und erscheint in unserem Profil zwischen Rocher pourri und Pointe de Cananéen, auf dem Jurakalk liegend und diskordant von der Hornfluhbreccie überlagert wie bei Hohlas.

Der Bau der Rubli-Kette ist nach den Aufnahmen von Schardt (1883) kein ganz einfacher. Es nehmen daran Anteil die Couches rouges, Oberer Jura, Dogger und Trias. Die letztere ist auf die Südseite, die ersteren sind auf die Nordseite beschränkt, aber dazwischen liegen Verwerfungen, die den Dogger mitten in den oberen Jura hineingeschoben haben, wie das auch in unserem Profil auf Grund dieser Aufnahmen angedeutet ist.

Die Hornfluh-Breccie der Pointe de Cananéen ist somit über die Rublikette geschoben, sie liegt teils direkt über den Couches rouges, teils schaltet sich noch ein älterer Teil ihrer Unterlage, die Trias, ein. Ueberdeckt ist auch in unserem Profil die Breccie von Couches rouges, die im Streichen bis zu denjenigen verfolgt werden können, die am Fenilbach die Breccie bedecken. Damit ist die vollständige Uebereinstimmung von Profil 7 mit 2, 3, 4, 5 und 6 bewiesen für diesen nördlichen Teil. Die Flyschmulde ist identisch mit der Hundsrück-Mulde und der Nord- wie der Südflügel ist infolge von Ueberschiebungen gedoppelt. Auch hier kommt die Breccie in beiden Flügeln zum Vorschein — sie baut im Süden die Tête de Cananéen auf, im Norden ist sie unter dem Jurakalk genügend gut an der Strasse, die von Les Granges zur Sarine-Brücke herabführt, aufgeschlossen. Dahingegen scheint die Breccie

wie weiter im Osten in dem unteren Südflügel ebenso gänzlich zu fehlen.

Mit auffälligen Steilwänden endet die Rublikette auf der Südseite. Trias und Jura ist auf gerader Linie abgeschnitten gegen Flysch und stellenweise auch gegen Jura. Letzterer besteht aus Breccie und Mytilusschichten und liegt nicht unter, sondern als Decke über dem Flysch, der seinerseits weiter im Süden auf Couches rouges und dem oberen Jura ruht, der sich zur Gummfluh-Kette erhebt. SCHARDT hat 1883 diese Verwerfung übersehen, weil er die triasische Rauhwacke und die Hornfluhbreccie in den Flysch verlegte und somit alles was zwischen dem Jura der Rubli- und Gummffuhkette liegt, als einen jungen Muldenkern auffassen konnte. Aber später hat er (1892) die Verwerfung als solche erkannt. Sie beginnt bei Rübeldorf südlich von Saanen, streicht in südwestlicher Richtung nach Ober-Dürriberg, setzt schräg über das Tal des Gauderlibaches, erreicht die Höhe von Videmanette und senkt sich dann in fast westlicher Richtung bis ins Tal der Gérine. Gegen Süden stösst an sie im Osten zunächst nur Flysch, aber bei Dürriberg legt sich auf diesen noch eine Kappe von Hornfluhbreccie, die den Dürrihubel aufbaut und noch eine dünne Lage von Dolomit und Rauhwacke der Trias als Basis besitzt, die dem Flysch unmittelbar aufliegt und sich vom Dürrihubel bis nahe zum Col de Videman verfolgen lässt in Höhen von 1800—2000 m. Alle tieferen Lagen im Wassergebiet des Burgisgrabens gehören dem liegenden Flysch an. Am Col de Videman stellen sich über der Breccie noch als Hangendes versteinerungsreiche Mytilusschichten ein. Westlich des Col senkt sich das Terrain sehr rasch und infolgedessen kommt der liegende Flysch bei den Hütten der Alp Videmandessus schon wieder zum Ausstrich und er tritt nun ebenso wie bei Rübelsdorf direkt an die Verwerfungsspalte im Süden der Rublikette heran.

Diese an sich sehr klaren Lagerungsverhältnisse werden im Süden des Col etwas verwirrt infolge einer zweiten Verwerfungsspalte, die in der Richtung N 80° W von Hinter-Eggli über Amtmannns-Vorsass und Les Praz den Col 80 Meter im Süden schneidet und über die Videman-Alp herab das Tal der Gérine erreicht, um zwischen Rocherplat und Rocher du midi hindurch jenseits nach Alp Rodosex hinaufzusteigen.

Auf dieser Spalte ist das südliche Gebirge, wie aus dem

Profil abgelesen werden kann, ungefähr 200 Meter abgesunken; aber bedeutender als diese vertikale ist die horizontale Verschiebung, welche den südlichen Teil um ungefähr 500 Meter nach W verrückt hat. Man erkennt diesen Betrag daraus, dass die Kalkfelsen der Rocher du midi-Kette nicht an diejenigen der Rubikette, welche tektonisch ihre unmittelbare Fortsetzung sind, anpassen, sondern um etwa 500 Meter abgerückt sind, und dass das gleiche für die Gummfluhkette zutrifft bei Hinter-Eggli. Durch diese bedeutende Verschiebung erklärt sich auch der kleine Fetzen roter Couches rouges, der an den abgesunkenen Breccienfelsen südöstlich vom Col de Videman wie angeklebt schon von weitem in die Augen fällt. Er gehört wahrscheinlich zum nördlichen Gebirgsteil und ist bei der Bewegung hier in der Spalte eingeklemmt worden.

Die Breccie der Pointe de Videman gehört zu der abgesunkenen Gebirgs-Scholle und sie legt sich als Decke im Süden auf die Couches rouges der Cheneau-rouge und dann auf den Jurakalk des Nordgehänges der Gummfluh geradeso wie wir dies am Amselgrat und Spielgerten gesehen haben, die beide als die östliche Fortsetzung der Gummfluhkette gelten müssen und die ebenso wie diese gegen Süden auf dem Niesenflysch auflagern.

Die Brecciendecke der Pointe de Videman senkt sich gegen NW rasch in das Gérine-Tal herab und bis Videmandessous liegt auf ihr in einer Höhe von 1600 Meter noch eine kleine Partie von Couches rouges ebenso normal auf wie bei der Rinderberg-Alp.

Die nördliche Verwerfung Videmanette-Rübeldorf liegt in der Verlängerung derjenigen, die wir bei Hohlas und Lehn im Simmental kennen gelernt haben und die von dort nach der Altläger-Alp weiterzieht.

Ergebnisse.

1. Dieses Profil zeigt uns die Hundsrückmulde mit ihrem gedoppelten Nordflügel auf dem Flysch der Stockhornkette ruhend. Der Südflügel ist wie die Hornfluh-Decke im Osten über die gleichalterigen Schollen der Rublikette geschoben und setzt sich noch weiter nach Süden fort in den Deckmassen auf der Höhe des Videman-Passes.

2. Jüngere Verwerfungen haben diese Fortsetzung abgetrennt und in die Tiefe gezogen und damit ist auch die

liegende Gebirgsmasse, welche der Spielgerten-Decke entspricht, verschoben und ragt in der Gummfluhdecke auf, die ihrerseits gegen Süden über Flysch geschoben ist.

3. Die jüngeren Verwerfungen haben die heutigen kräftig hervortretenden orographischen Verhältnisse hauptsächlich bedingt.

4. Die nach Süden ansteigenden Ueberschiebungsflächen sind hier bedeutend steiler geneigt als im Osten und weisen darauf hin, dass nachträglich das ganze Gebirg hier stärker zusammengeschoben worden ist als im Osten, so dass alle tektonischen Glieder jetzt auf engeren Raum zusammengedrängt erscheinen.

Nachtrag.

Nach Niederschrift dieses Kapitels und vor seiner Drucklegung hat mir Fréd. Jaccard*) seine Monographie dieses Gebietes übersandt. Die im Massstab 1:25 000 entworfene verdienstvolle geologische Karte bringt eine Menge neuer Tatsachen, die ich, soweit sie das von mir begangene Terrain betreffen, zum Teil ebenfalls festgestellt hatte. In einigen Punkten freilich vermute ich, dass die Karte etwas mehr als das faktisch Beobachtete gibt und insofern einen theoretischen Einschlag hat. Das gilt z. B. für die Couches rouges bei Cananéen. Sie sind dort im Hangenden der Hornfluh-Breccie eingetragen und ebenso im Liegenden dieser bzw. der Trias in der Einsattelung zwischen Rocherpourri und der Pointe de Cananéen. Ausserdem aber lässt Jaccard diese Schichten den Breccien-Höhenzug gegen Westen rings umsäumen und er schliesst daraus, dass die Breccie wie ein Keil von oben in die Kreide hineingetrieben ist. (Siehe sein Profil 3 auf Pl. 37).

Ich glaube nicht, dass an den stark verschütteten und bewaldeten Westgehängen dieses Höhenzuges die Couches rouges anstehend so zu sehen sind, dass die auf der Karte eingezeichnete Kontinuität des Ausstriches als gesichert gelten kann. Auch in anderen tektonischen Details ist es mir nicht möglich, der Auffassung des Autors unbedingt beizupflichten, doch kann ich hier nicht weiter darauf eingehen. Ich habe es vorgezogen, das Profil, das ich an Ort

*) La région Rubli-Gummfluh. Bull. soc. vaudoise der sc. nat. 1907.

und Stelle entworfen habe, unverändert zu veröffentlichen und so habe ich es auch unterlassen, die mächtigen Kalke des Rocher plat als Trias einzutragen, weil dies für die tektonische Auffassung nicht von Belang ist und „die Spuren von generisch unbestimmten Gyroporellen", welche JACCARD in dunklen Kalken nachgewiesen hat, die Altersbestimmung noch immer etwas unsicher erscheinen lassen.

8. Profil von Matten zum Ammertengrat.

(s. Tafel II. Profil 8 und Tafel III.)

Auf Profil 2, 6 und 7 sehen wir die Spielgerten-Decke, welche die Unterlage der Hornfluh-Decke bildet, gegen Süden auf Flysch geschoben.

Dieser Flysch nimmt ein sehr weites Areal ausschliesslich für sich in Anspruch. Er beginnt auf der Westseite des Thuner-Sees, baut den Niesen, die Männlifluh und Albristhorn auf, im Westen des Simmentales das Wistätt- und Gifferhorn, im Westen des Lanentales den Stand, das Witenberghorn und den Tarent.

Im Simmental legt sich die Spielgerten-Decke bei St. Stephan auf diese Flyschzone, die ich nach ihrem Charakterberg die Niesenzone nennen will. Unser Profil beginnt darin bei Matten, das 3 km von St. Stephan entfernt liegt.

Der Flysch zeigt häufigen Wechsel im Streichen und Fallen, viele kleine Faltungen, nachträgliche Verrutschungen und oberflächliche Verlagerungen, so dass ich auf Eintragung der Schichtung verzichtet habe, die in zuverlässiger Weise nur auf Grund einer sehr genauen Kartierung möglich wäre.

Dieser Flysch ist, wie schon im stratigraphischen Teil berichtet wurde, durch eine Einlagerung von polygenen Konglomeraten besonders ausgezeichnet und seine Ablagerung hat wahrscheinlich schon in der Kreidezeit begonnen. Er liegt unmittelbar, aber diskordant auf Dolomit, Rauhwaken und Gips der Trias, welche einen unebenen, klippenreichen Boden bildeten.

Dieses Liegende tritt in einer Höhe von rund 2000 Meter bei Hahnenmoos zutage und senkt sich von da am Gehänge gegen NW langsam herab bis auf rund 1400 im NO von Lenk. Halbwegs zwischen diesem Ort und Matten dürfte es den Boden des Tales erreichen, aber mächtige Glacial-

ablagerungen verdecken dort alles ältere Gestein. Die Mächtigkeit der Trias ist sehr gering und wird kaum irgendwo auf dieser Strecke 50 Meter überschreiten. Am breitesten erscheint ihr Ausstrich bei der Alp Sedel, aber das dürfte in lokalen Störungen seine Ursache haben.

Worauf liegt diese Trias? Jscher gibt auf Blatt XVII überall im Süden des Triasausbisses ein Gemengsel von Lias, Dogger und Malm, dazwischen einzelne Gipsmassen und zu oberst gegen die Passhöhe Bandschiefer an, die er in der Skala zwischen Flysch und untere Molasse stellt. Seine Karte ist jedoch gerade hier gänzlich unzuverlässlich. Auf weite Strecken hin, besonders in den unteren Teilen des Talgehänges, hätte er nur Moränen und Gehängeschutt eintragen dürfen. Weiter oben kommt allerdings häufiger Anstehendes zum Vorschein, aber in vielen Fällen kann ich seinen Bestimmungen nicht beistimmen. Zunächst kommt das unmittelbar Liegende der Trias in Frage. Ein guter Aufschluss findet sich am Seewlenbach, der nördlich von Lenk herabkommt. (S. Fig. 1 S. 24). Bei Seiten in einer Meereshöhe von etwa 1260 Meter stehen Schiefer und Sandsteine an, die dem Flysch, der über der Trias liegt, zum Verwechseln ähnlich sind. Ischer hat sie aber in den oberen Lias gestellt. Was er sonst noch von Gips und mittlerem Jura darunter herab bis zur Talsohle angibt, ist überhaupt nicht zu finden. Ueber jenem mit 45° nach Norden einfallenden Flysch fehlen zunächst Aufschlüsse, aber alsbald trifft man nach etwa 300 Schritten grüne, sericitische Tonschiefer mit Linsen von grauem Kalk und Eisendolomit und dann ein Gipslager mit ebensolchen grünen Schiefern. Wieder etwas weiter oben steigt die hohe Flyschfelswand auf, über die der Bach als Wasserfall niederrauscht. Die schwarzen Schiefer, glimmreichen Sandsteine, dünnbankigen Kalksteine und polygenen Konglomerate dieses Flysches fallen mit 20 bis 25° nach Norden ein, liegen aber zu unterst auf einigen Dolomitbänken, die hart, hellgrau und von vielen Quarzgängen durchzogen sind. Ihre Mächtigkeit beträgt nicht mehr als 2 Meter und darunter schauen Rauhwacken mit rötlichen Schiefern und einigen Kalklinsen hervor mit 1—2 Meter Mächtigkeit.

Hieraus geht hervor, dass die Trias, von Flysch überlagert, selber wieder auf Flysch liegt.

Wandern wir von hier immer im Liegenden der Trias schräg am Gehänge in der Richtung nach Höhenmoos herauf, so fehlen in dem guten Wiesenland zumeist die Aufschlüsse ganz.

Es fallen aber am Laveybach zahlreiche z. T. recht grosse Blöcke von hellem Jurakalk auf in einer Höhe von 1600—1650 Meter. Sie liegen auf dem Wiesenboden und könnten glacialen Ursprungs sein, aber ihre lokale Häufigkeit ist doch auffallend und so scheint es mir nicht ausgeschlossen, dass der Jura weiter oben anstehen könnte oder einmal anstand als Unterlage des Niesenflysches und über der Trias.

Ehe man die Alp Sedel erreicht, treffen wir auf eine kleine Felswand. Ihr Steilhang besteht aus dunkelfarbigen foraminiferenreichen etwas plattigen Kalkschiefern, von denen ich nicht sicher bin, ob sie noch zum Flysch gestellt werden dürfen, weil ich die charakteristischen sandigen Flyschgesteine damit nicht vergesellschaftet fand. Als Krönung dieser Wand erscheint ein weisser Gips, der direkt dem am Kontakt etwas breccienartig zerdrückten Schiefer aufliegt und der eine Wiesenterrasse bildet, auf der die

Fig. 9. Alp Sedel. g Gips, F Flysch, S Schutt.

Hütten der Sedelalp erbaut sind. Aber erst etwas über dieser Terrasse streicht am Gehänge das eigentliche, den Niesenflysch tragende Triasband mit hellen Gipslagern aus und liegt auf einem rauhen Flyschschiefer mit kleinen Einschlüssen von schwarzem Kalk, der einen riffartigen Felshügel just unter dieser Trias und über jener Terrasse aufbaut.

Wie es kommt, dass der Gips der Sedelalp tiefer als dieser Flysch liegt, kann entweder durch eine lokale Gehängerutschung oder durch eine Verwerfung erklärt werden, aber eine sichere Entscheidung konnte ich nicht treffen.

Auf der Passhöhe des Höhenmooses liegt die Trias wieder deutlich über dem Flysch, der von der Ueberlagerung weg den gegen Süden gerichteten Grat ausschliesslich aufbaut. Aber zum Zeichen, dass die Trias auch ihn früher bedeckt hat, liegen einzelne Blöcke von Rauhwacke in grössere Anzahl bei der Höhencôte 1937 auf ihm.

Die Trias des Niesenflysches ist somit als Decke über einen basalen Flysch heraufgeschoben worden und der Niesenflysch, über dem die Spielgerten-Decke ruht, ist selbst auch

eine Decke, die über einer weiteren noch südlicheren Flyschzone liegt. Aber man braucht nur bis zur Côte 2013 vorzugehen, so hat man schon die Stelle erreicht, wo auch dieser Flysch auf seiner Unterlage aufruht, die aber nicht aus Trias, sondern aus hellem oberem Jurakalk besteht. Derselbe ist allerdings nur ein paar Meter mächtig, aber er hebt sich doch ganz deutlich als eine nach Osten ins Adelbodener Tal fortziehende Felsstufe ab. Nach Westen steigt sie langsam zur Höhe des Metschstandes an und B. Willis hat sie dahin verfolgt und nachgewiesen, dass sich alsbald unter dem Kalk die charakteristischen Triasgesteine einstellen und dass diese es sind, welche sich auf den Flysch legen, der auch bei Côte 2013 unter den Jurakalk einfällt. Ich habe deshalb diese Decke die *Willisdecke* genannt, weil Willis nachgewiesen hat, dass sie von der nun folgenden

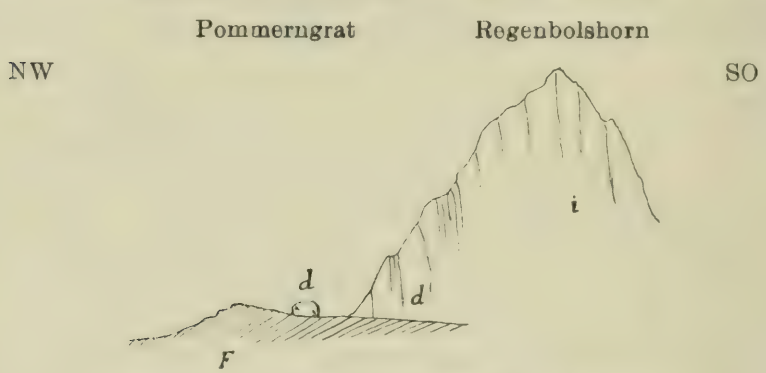


Fig. 10. d Dogger, i oberer Jura, F Flysch.

und darunter liegenden Regenbols-Decke getrennt ist. Interessant ist es zu sehen, wie bei Côte 2013 der Flysch über dem Jurakalk zu unterst Sandsteine mit Geröllen von Kalkstein, Dolomit und krystallinen Gesteinen, sowie mit vielen grösseren Quarzkörnern einschliesst, die deutlich anzeigen, welch starke Erosion der Sedimentbildung über jenen Trias-Juririffen vorausgegangen ist.

Wiederum Flysch ist es also, auf dem die Willisdecke ruht und der sich neuerdings am Regenbolshorn auf den hellen Jurakalk legt, der mit steiler Schichtneigung gegen NW die eigentümlich isolierte Pyramide dieses Berggipfels aufbaut. Am jähen Südhang stellen sich unter dem Kalk schwärzlicher Kalkschiefer (Oxford der Autoren), dann rauhe gelb anwitternde Kalke und Pyriteinsprenglinge führende Schiefer, die ziemlich sicher als Vertreter des Doggers angesehen werden dürfen, ein. Das Liegende bilden stark

sandige Bänke, von denen ein grosser Block abgestürzt auf dem Flysch liegt, der einen schmalen Grat zwischen diesem zuckerhutartigen Horn und der Ammertenwand bildet — den sogenannten Pommerngrat.

Also auch das Regenbolshorn ist eine besondere Decke unter der Willisdecke — ich nenne sie aus später zu erörternden Gründen die *obere Laubhorndecke.* Der basale Flysch des Pommerngrates reicht herüber bis zum Ammertengrat, der sich durch eine völlige Verschiedenheit des Gesteins auffällig von allen unseren bisher beschriebenen Decken unterscheidet. Er beginnt mit Nummulitenkalken, aber kurz, ehe wir diesen erreichen, erwartet uns eine neue Ueberraschung in der Form einer Doggerdecke, die noch ausschliesslich über dem Flysch liegt und nur mit ihrem Südrand den Nummulitenkalk berührt. Diese Decke ebenso wie die sie aufbauenden Schichten fallen aber nicht mehr wie bisher allgemein nach Norden, sondern nach Süden ein. Es kann keinem Zweifel unterliegen, dass dieser versteinerungsreiche Dogger, der viele Belemniten, Ammoniten und Stücke des Taonurus scoparius einschliesst, die südliche Fortsetzung des Doggers vom Regenbolshorn ist, die jetzt durch Erosion von diesem abgetrennt und durch spätere Gebirgsbewegungen in ihre südlich geneigte Lage gekommen ist. Am Ammertengrat wird sowohl dieser Dogger als auch der darunterliegende Flysch auf einer mit 40° nach SO geneigten Fläche von den steil gestellten und sogar überkippten Bänken des Nummulitenkalkes, die in schwarzen Schiefern eingeschaltet sind, und von dem Schrattenkalk der helvetischen Kreide überlagert. Weiter gegen Süd biegen sich letztere nebst den liegenden Neocom-Bänken gewölbeartig um und formen so ein grosses, liegendes Gewölbe, das an der Stelle der stärksten Umbiegung von einigen Zerreissungen betroffen worden ist, auf die wir später zurückkommen werden.

Aus dem nächsten Kapitel wird hervorgehen, dass der Flysch des Pommerngrates selbst wieder Jurakalk als Unterlage hat und dass dieser dann auf Nummulitenkalk ruht, der als das tiefste tektonische Glied dieser Gegend gelten muss und auch der oberen Laubhorn- und der Willisdecke als Basis dient.

Ergebnisse.

1. Das Profil von Matten bis zum Pommerngrat zeigt vier Decken, die alle denselben stratigraphischen Aufbau

haben und von denen jeweils die nördlichere über die südlichere in südöstlicher Richtung auf mit 10—30° nach NW geneigten Flächen schuppenförmig übereinander geschoben sind. Nur die zwei tiefsten dieser Schuppen sind mitsamt ihrer Schubfläche gewölbeartig in ihrem südlichen Teil aufgebogen.

2. Von Süden her ist ein liegendes Gewölbe von ganz anderem stratigraphischen Aufbau auf einer mit 40° geneigten Fläche über die Enden dieser Schuppen heraufgeschoben, und nur die Unterlage der nördlichen Schuppen hat denselben Aufbau wie das von Süden heraufgeschobene Ammerten-Gewölbe.

9. Die Kartenskizze der Umgebung von Lenk.

(*s. Tafel III.*)

Welche Schwierigkeiten die Entzifferung des geol. Baues dieser Gegend bietet, geht aufs Deutlichste aus den Widersprüchen hervor, die zwischen der Karte Ischer's und seinen Profilen einerseits, den neueren Arbeiten Sarasin's anderseits und den Profilen Lugeon's bestehen. Ich habe es deshalb für nötig gehalten, die Anschauung, zu der ich und Bailey-Willis gekommen sind, durch eine Kartenskizze und zwei weitere Profile zu erläutern. In der tektonischen Skizze habe ich mich darauf beschränkt, die Grenzen der vier Schuppendecken, ihres basalen Gebirges und der Wildstrubel-Falten einzuzeichnen und diese 6 tektonischen Glieder durch ebensoviel Farben auseinander zu halten. In den vier Schuppendecken habe ich ausserdem die Verbreitung des Flysches von der älteren Riffunterlage durch eine hellere Abtönung unterschieden. Die Riffunterlage würde, wenn nicht so vieles durch Moräne und Schutt bedeckt wäre, bei einer genauen Kartierung wahrscheinlich noch an vielen Stellen einzutragen sein, wo ich statt dessen die hellere Abtönung mangels des nötigen Nachweises gewählt habe.

Das Charakteristische der *Niesendecke* ist in Profil 8 bereits zur Genüge erwähnt und es bleibt uns nur übrig, ihre Verbreitung auf der westlichen Seite des Simmentales anzugeben. Am Fusse der steilen Wände, mit welchen der Höhenzug des Dürrenwaldes gegen das Wallbachtal

hin abfällt, hat ISCHER direkt unter dem Flysch einen Streifen von Trias eingezeichnet, der sich bis zum Taubern nach SW heraufzieht und dort auch noch Reste des Lias über sich trägt. In gleicher Weise wie im Osten ist also auch hier der Flysch das Hauptgestein dieser Decke, das auf einer verhältnismässig nur sehr dünnen Unterlage von Trias ruht.

Dass auch die darunter liegende *Willis-Decke* im Gegensatz zu ISCHER's Angaben nur eine wenig mächtige Unterlage von Trias und Jura besitzt, habe ich in Profil 8 dargelegt und das dürfte auch für den westlichen Teil Geltung haben, weil statt des Flysches dort ebenso vorwiegend L. S. und I. L. S. eingetragen sind.

Wir haben in Profil 8 die Trias-Jura-Unterlage der Willisdecke bei Metschenstand in einer Höhe von ungefähr 2060 m kennen gelernt, sie senkt sich gegen NO bis unter 2000, und gegen SW bis zum Metschhorn auf 1860 Meter. Am Fussweg, der von Lenk nach Metsch heraufführt, steht die Trias mit Rauhwacken in einer Höhe von 1300, zwischen Halten und Stein der Jurakalk bei 1140 an, also bereits auf der Talsohle. Auf der gegenüberliegenden Talseite bildet er in gleicher Höhe die Wände der Seefluh, die sich mit ihrer Unterfläche gegen Süden bis auf 1200 m heben, um dann im Gehängeschutt zu verschwinden. Gegen den Stüblenen, der bereits ausserhalb unserer Kartenskizze liegt, erscheinen sie mit Triasunterlage bis zu Höhen von 1900 Meter. Ich habe die Umgebung des Mülkerblattes nicht besucht und kann infolgedessen nicht angeben, welche Ausdehnung die älteren Schichten dort gewinnen und ob ich nicht dem Flysch eine zu grosse Ausdehnung gegeben habe.

Wie die Niesendecke steigt also auch die Willisdecke gegen Süden und Osten an und zwar mit $10-12^0$. Die Niesendecke liegt durchaus mit ihrer älteren Basis auf dem Flysch der Willisdecke.

Unter letzterer taucht im Süden die Obere Laubborndecke auf mit gleicher geologischer Zusammensetzung. Die Willisdecke liegt in derselben Weise auf ihr, wie die Niesendecke auf dieser. Eine Ausnahme bemerkt man nur im Simmental, wo gleich oberhalb Lenk einerseits am Stein und Burgbühl, anderseits unterhalb der Seefluh Nummulitenkalk als Liegendes beider Decken ansteht. Dieser Kalk liegt horizontal oder ist wie am Burgbühl nach SO geneigt, ganz im Gegensatz zu den Schichten in den Decken, die in der Regel deutlich nach N oder NW einfallen. Von den

mächtigen Moränen und dem Gehängeschutt verdeckt, verschwindet dieser eocäne Kalk zwar weiter oben im Tal, aber am Däliberg und bei der Birg oberhalb Oberried steht er, begleitet von weichen dunklen Mergelschiefern, wieder in grösserer Mächtigkeit an als Beweis, dass er von da bis Lenk jedenfalls die eigentliche Basis aller Decken ist.

Wir kennen die *obere Laubhorndecke* vom Pommerngrat und vom Regenbolshorn her, wo sie ein durch Erosion im First durchbrochenes Gewölbe über der unteren Laubhorndecke bildet. Die triasisch-jurassische Unterlage senkt sich von der Höhe des Grates auffallend rasch gegen Westen über Wängi und Trogegg und im Süden liegen als zwei Erosionsinseln eine kleine Felspartie bei 2000 und eine grössere in 1650—1500 Meter Höhe bei der unteren Ammerten-Alp. Bei Sumpfegg geht die Decke schon auf 1400 Meter herab. Sie setzt herüber auf die andere Talseite und ragt als isolierte Gipfelmasse des Ober-Laubhornes auf in Höhen von 1400—1870. Im Westen des Iffigenbaches finden wir sie bei 1350 Meter, bei Schopfen in Pöschenried und am Ritzliberg bei 1900 m. Das Simmental ausgenommen sieht man überall als Unterlage dieser Decke den Flysch der *Unter-Laubhorndecke*. In diesem Flysch hat SARASIN unterhalb des Ober-Laubhornes vereinzelte Nummuliten gefunden und in der Wasserrunse südlich von Langen sah ich recht viele Fucoiden. Seine Unterlage besteht aus oberem Jura, der zwischen Trogegg und Halden ein schmales Felsband bildet, als Kappe das untere Laubhorn krönt, sich als ein Felsband um den Sockel des oberen Laubhornes herumzieht und die Felskappe des Ritzberges und Iffigenhornes bildet. Merkwürdigerweise liegt unter diesem Kalk allerorten direkt der eocäne Nummuliten-Mergel und -Kalk und nur bei der Dohle im Iffigental ist noch eine Spur der triasischen Rauhwacke erhalten geblieben.

Der langgedehnte Höhenzug des Iffigenhornes wird nahe an seinem Ostende vom Iffigenbach durchschnitten und da sieht man, dass die Unterlage dieser Unter-Laubhorndecke die Form eines ziemlich regelmässigen Gewölbes hat und sich in weitem Bogen über die niederen dunklen eocänen Mergel herüberwölbt. Hier ist also die Form noch wohl erhalten, die in der darüberliegenden Oberlaubhorndecke am Pommerngrat schon so weit zerstört ist, dass man dort wohl zweifelhaft bleiben könnte, ob wirklich die Dogger Insel im Süden mit dem Regenbolshorn im Norden einstmals zusammenhing.

Ergebnis.

So ergibt sich also, dass die vier Lenker Decken schuppenförmig über einem basalen eocänen Grundgebirge liegen. Alle steigen von NW nach SO an und nur nahe den Steilwänden der Wildstrubelkette sind sie gewölbeartig verbogen, und senken sich auf eine kurze Strecke nach Süden, aber auch das basale Gebirge nimmt daran Anteil.

Der Nummulitenkalk, mit den ihn begleitenden Mergeln ist nicht nur in jenem basalen Gebirge, sondern auch in der Wildstrubelkette das oberste, und so wie hier liegen auch dort die Kreideschichten der helvetischen Facies unter ihm und müssten bei Lenk nur in geringer Tiefe unter dem Talboden anzutreffen sein. Im oberen Simmental sind diese basalen Schichten nur zu einem flachen Sattel aufgewölbt worden, im Gebiet des Wildstrubels hingegen erlitten sie ganz bedeutende Faltungen und hoben sich ausserdem auf einer grossen Verwerfungsspalte, die mit ungefähr 40° gegen SO geneigt ist, in die Höhe.

10. Profil vom Laufboden ins Iffigental.

(*s. Tafel II. Profil 10 und Tafel VI. Fig. 6.*)

Zur weiteren Erklärung der Kartenskizze sollen dieses und das nächste Profil dienen.

Neocom, Schrattenkalk und Seewenschichten der Kreide, sowie die Nummulitenschichten sind am Laufboden zu einem nach NW überkippten Gewölbe und einer im SO sich anschliessenden Mulde gefaltet. Die regelmässige Faltung ist durch zwei normale Verwerfungen nachträglich gestört worden. Wir erkennen hier dieselbe Falte, welche auf Profil 8 vom Ammertengrat schon beschrieben ist. Die beiden Verwerfungsspalten sind wie die Rand-Ueberschiebung der Wildstrubelkette nach SO geneigt und laufen auch annähernd parallel zu ihr, aber nicht Ueberschiebungen, sondern normale Absenkungen haben in ihrem Hangenden stattgefunden. Die einsamen Felsgebiete dieses Gebirges sind noch zu wenig bekannt und auch ich habe nicht Zeit genug dazu gehabt, die vielen Störungen zu verfolgen, die leicht erkennbar darin auftreten. Die beiden im Profil eingetragenen Verwerfungen stossen in SW an eine grosse

Querverschiebung an, die von der Grand Croix südlich hinter dem Mittaghorn durch nach dem Iffigen-See ungefähr in Richtung N80°W streicht, und ihre südwestlichen Verlängerungen sind wahrscheinlich auf jener eine bedeutende Strecke nach NW vorgeschoben. Die Schubweite kann aber nur durch eine genaue Kartierung festgestellt werden. Jedenfalls liegt jenseits dieser Querverschiebung eine sehr bedeutende andere Längsverwerfung, auf der im Süden das Eocän tief abgesunken ist, das jetzt den ebenen und im Süden und Norden von hohen Felskämmen eingeschlossenen, ein Kilometer breiten Boden des Rawyler Passes (Plan des Roses) bildet.

Die oberen Kreidemergel sind im Laufboden sehr mächtig entwickelt und werden von eocänen Mergeln überlagert, die sich petrographisch nicht abheben. Die Grenze zwischen beiden lässt sich nur ziehen, wo Nummuliten führende Schichten sich einstellen. Letztere fallen oft als dickbankige Kalklager schon von weitem auf, aber es gibt auch in der oberen Kreide einzelne Kalksteinlager, die zwischen den schiefrigen Mergeln liegen und Steilwände an den Gehängen bilden. Aus solchen Gesteinen wird das Laufbodenhorn und der südlich davon auslaufende Grat aufgebaut (Taf. VI, Fig. 6). An mehreren Stellen des Grates und auf dem Gipfel des Hornes heben sich eigentümliche turmförmige Krönungen ab, die durch die Verschiedenartigkeit ihres Gesteines auffallen. Es ist ein hellanwitternder oft an Kieselknollen reicher Kalk, der in seinen unteren Lagen zum Teil auch grümmelig bis schiefrig und dann dunkelfarbiger wird. Er führt Belemniten und Aptychen und gehört sicher dem oberen Jura an. Petrographisch ist er von ähnlicher Beschaffenheit wie die Jurakalke des Laubhornes, und jedenfalls haben diese einzelnen turmartigen Blöcke früher eine zusammenhängende Decke gebildet. Am Südgrat liegen sie direkt auf dem Eocän, dessen Schiefer nur bis 30° geneigt sind. Auf kleinen Querverwerfungen sind die Juraschollen etwas in den Schiefer eingesunken und diesem Umstand verdanken sie wohl, dass sie noch nicht den Weg der übrigen Juradecke gegangen sind. Vom Sattel, der den Grat von dem Laufbodenhorn trennt, aufsteigend hat man zwei kleine Steilwände zu übersteigen. An der ersten endet das Eocän, die Wand besteht aus Kreide und es ist mir nicht geglückt, weiter herauf eocäne Schichten mit Sicherheit nachzuweisen, so dass hier wohl der jurassische Gipfelblock direkt auf oberster Kreide ruht.

Am Nordrande der Wildstrubelfalte liegt merkwürdigerweise der Nummulitenkalk direkt auf dem Schrattenkalk und die am Laufboden so mächtig entwickelten Seewenschichten fehlen ganz.

Bei der Dohle in 1600 Meter Höhe schauen Rauhwacken aus dem Gehängeschutt hervor, der fast überall den Nordrand der Wildstrubelkette verhüllt. Dann folgt am Ritzberg gleich hinter dem Haus Nummulitenkalk, der von oberem Jurakalk überlagert ist in einer Höhe von 1740 Meter. Das lehrt uns, dass die Untere Laubhorndecke an dieser Stelle wie am Pommerngrat gegen SO einfällt.

Unser Profil folgt dem Iffigenbach-Durchbruch durch den Hohberg und zeigt das Juragewölbe über dem Eocän. ISCHER nahm letzteres für Neocom und die Juradecke für Nummu-

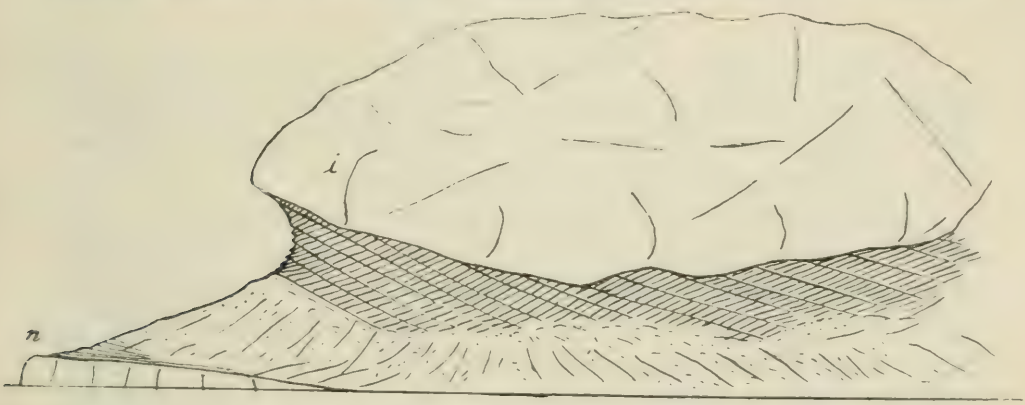


Fig. 11. Aufschluss an der Fahrstrasse zwischen Blatti und Lenk.
i oberer Jura, n Nummulitenkalkbank. Die darüber liegenden **druckgeschieferten dunklen Mergel sind stark zerrüttet.**

litenkalk, SARASIN früher für Schrattenkalk, beide übersahen die Ueberschiebung und schätzten das Alter der Schichten nach den Erfordernissen eines regelmässigen Gewölbes, welches in der Tat die beiden Talseiten zu zeigen scheinen, auch dann, wenn man die kleinen flachen Verschiebungen im Nordschenkel nicht übersieht.

Am Iffiger-Wasserfall ist die Juradecke bereits durchschnitten und das Wasser fällt über dunkles Eocängestein herab, rechts und links von dem hellen Jurafelsen umsäumt.

Talaus steht Jura noch an bei Franzweid und Fluh, aber unter demselben schaut dicht an der Fahrstrasse nochmals Nummulitenkalk als ein kleiner Hügel hervor.

Ich habe das Profil nicht weiter nach N fortgesetzt, weil hier zuviel Moränen und Schutt liegen, und das Verhältnis der unteren zur oberen Laubhorndecke nicht so

deutlich hervortritt, wie weiter im Osten; dafür aber ist zwischen Lenk und Blatti an der Fahrstrasse ein vorzüglicher Aufschluss geschaffen worden, der die Auflagerung der Willis-Decke auf dem Eocän zeigt (Fig. 11). Minder deutlich ist jener bei Stein auf der anderen Talseite, der aber durch die Steilstellung der Jurabänke, welche so aussieht, als ob beim Aufwärtsgleiten der Schubdecke eine Schleppung der Schichten eingetreten sei, besonders interessant ist. Jedenfalls haben starke mechanische Störungen stattgefunden, worauf die gestreiften Calcitbeläge hinweisen, die beim Schiesstand auf der Oberfläche einer jeden Kalkbank zu sehen sind.

11. Profil vom Iffigen-Horn zum Regenbolshorn.

(*s. Tafel II. Profil 9.*)

Dieser Schnitt ist in der Richtung SW-NO gelegt. Er stellt aber keinen Querschnitt, sondern einen Längsschnitt dar und soll uns zeigen, wie sich die zwei Laubhorndecken und ihre Unterlage im Streichen verhalten.

Deutlich tritt eine muldenförmige Einsenkung hervor, deren tiefster Punkt an der Simme bei Räzliberg liegt. Wenn wir am Pommerngrat beginnen, so fällt diese Neigung nach SW am stärksten auf. Der Dogger liegt bei 2130 m über dem Flysch als eine kleine isolierte Kappe, die aber auf der Südwestseite des Grates viel tiefer herabreicht als auf der Nordostseite. Bei 2000 Meter Höhe liegt Oberer Jurakalk voll von Hornsteinen auf dem Flysch. Es ist eine so kleine Masse, dass man auf den ersten Blick sie nur für einen jener Blöcke von Schrattenkalk halten möchte, die vielfach auf den Gehängen herumliegen und von der Höhe des Ammertenhornes oder -Grates herabgestürzt sind. Das ist aber ausgeschlossen. Die Auflagerungsfläche auf dem Flysch ist mit 45° nach SW geneigt und wahrscheinlich nicht mehr die ursprüngliche. Da aber die Doggerschichten oben am Grat auch steil nach SW geneigt sind, so liegt der obere Jura just in ihrem Hangenden, wo er zu erwarten ist.

Der Jurakalk, welcher unter der Ammerten-Alp Steilwände und Kuppen bildet, wird durch ein mächtiges Flyschband sehr deutlich in einen unteren und oberen Teil zerlegt. Der obere liegt dem Flysch der Unteren Laubborndecke in Höhen von 1700 bis 1500 Meter auf, er senkt sich also ebenfalls mit beinahe 20° Neigung entschieden

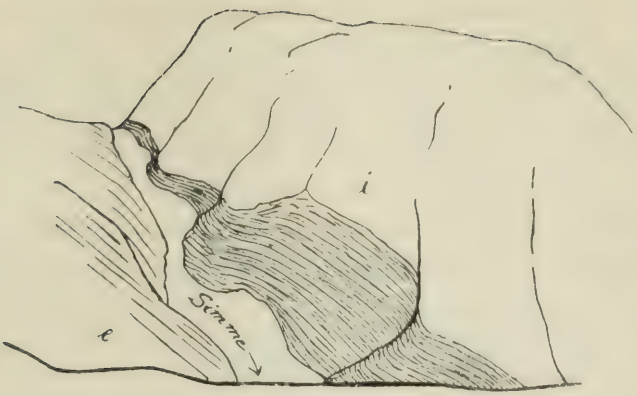


Fig. 12. Blick in den Simmentobel von unterhalb Räzliberg und oberhalb Halden. Rechts die Jurakalkfelsen des Laubhornes, darunter die überschobenen eocänen Mergel.

N S N S

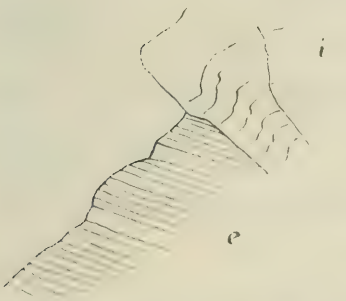


Fig. 13. Auf der Nordseite des Laubhornes.

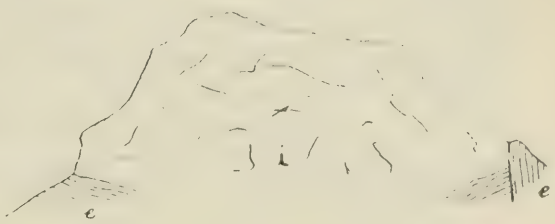


Fig. 14. Querschnitt durch den westlichen Teil des Laubhornes. i Jura, e Eocän.

Fig. 15. Räzliberghütte. i oberer Jura, e Eocän.

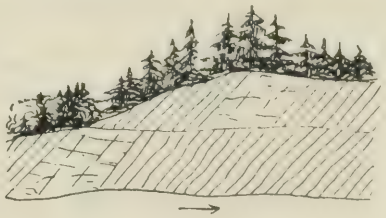


Fig. 16. Zwei Meter weite horizontale Verschiebung im Jurakalk des Laubhornes auf der Westseite des Strässleins unterhalb Räzliberg.

Fig. 17. Auf der Ostseite des Strässleins unterhalb Räzliberg.

nach SW. Das untere Jura-Band geht bei der Ausmündung des Regenbolsbaches herab bis auf 1320 Meter und darunter steht der Nummulitenkalk an. Bei Stalden verschwindet es zwar eine Strecke weit unter Schutt und Moränen, kommt aber an der Räzliberg-Klamm wieder in ungefähr gleicher Höhe zum Vorschein und setzt von da über die tiefe Schlucht zum unteren Laubenstein herüber. Der darunter anstehende eocäne Mergel ist vorzüglich aufgeschlossen und überall rings um die langgezogene Tafel dieses Berges sieht man fast überall das Eocän unter der Jurakappe liegen, die aber selbst von allerlei Störungen betroffen ist, wie die beistehenden Figuren zeigen. Gegen Westen steigt die Decke langsam an und endet bei 1500 Meter Höhe. Am Fuss des oberen Laubhornes kommt sie von neuem zum Vorschein, aber bereits in Höhen von 1639 Meter, als ein Felsband, das von Flysch gekrönt ist und sich gegen Norden bis 1350 Meter herabsenkt. Ueber dem hangenden Flysch, in dem SARASIN jene schon erwähnten Spuren von Nummuliten gefunden hat, ruht dann die Trias und Liaskappe der oberen Laubhorndecke als Insel. Vom Ritzberg an, wo im Profil 9 bereits die Auflagerung der unteren Laubhorndecke auf Eocän beschrieben wurde, zieht dann die Juradecke langsam ansteigend bis zur Höhe des Iffigenhornes.

Ergebnisse aus Kapitel 9—11.

Im Bereich des oberen Simmentales von Matten bis auf die Höhe der Wildstrubelkette liegen über der basalen, helvetischen Kreide und dem Nummulitenkalk vier Deckschuppen dachziegelartig übereinander, so dass die unterste derselben am weitesten nach Süden reicht, die nächst höhere nur bis zum Pommerngrat und oberen Laubhorn, die dritte bis zum Metschhorn und Stüblenen, die höchste bis Hahnenmoos und Tauben. Alle vier haben die gleiche geologische Zusammensetzung: Flysch, Jura und Trias. Die Mächtigkeit des Flysches ist am grössten in der Niesendecke und nimmt ziemlich regelmässig ab bis zur untersten, der unteren Laubhorndecke. Die triasisch-jurassische Unterlage ist sehr unregelmässig gebaut, bald fehlen die obersten jüngsten Schichten infolge der Riffnatur dieses Untergrundes, bald fehlen die tiefsten und ältesten Horizonte, weil sie durch

die Schubfläche abgeschnitten worden sind. Es besteht so wenig Konkordanz zwischen den Schubflächen und den Schichtflächen, dass vielfach die ganze ältere Riffunterlage von jenen abgeschnitten ist und die Decke mit ihrem Flysch unmittelbar auf der unteren Decke aufliegt. Die Schichten sind auch sehr oft viel steiler als jene gestellt und unterliegen überhaupt im Streichen und Fallen viel grösserem Wechsel als die Schubflächen. Spuren langer liegender Falten in diesen Schubmassen sind nirgends zu erkennen.

Die helvetische Unterlage dieser 4 Decken zeigt starke Faltung im Südosten, die aber gegen NW schwächer wird. Diese Faltung kann zum grössten Teil erst eingetreten sein, nachdem sich die Decken bereits darüber gelegt hatten, und durch sie nahmen dann auch die Decken die Form einer Falte an. Noch später bildete sich die grosse Ueberschiebung der Wildstrubelkette über das nordwestliche Vorland heraus und dann erst folgten die Querverwerfungen.

12. Profil durch das Südgehänge der Wildstrubelkette.

(*s. Tafel IV. Profil 11—12.*)

Wenn man die nördlichen Gehänge des Walliser Rhonetales von Sion, S. Léonard oder Granges aus ersteigt, hat man jedesmal, ehe man die uns bereits wohlbekannten Gesteinsarten erreicht, welche auch die Nordseite aufbauen, eine breite Zone zu durchqueren, in welcher die meisten Gesteine einen ganz anderen Habitus besitzen. Es ist das die bekannte Zone der Glanzschiefer oder schistes lustrés. Nur die Unterlage dieser Schiefer, Rauhwacken, Gips und Dolomite, sehen denen im Norden petrographisch so ähnlich, dass man für sie das gleiche Alter anzunehmen schon immer geneigt war und seitdem Schmidt an einer Stelle die Schichten der Avicula contorta darüber gefunden hat, jetzt dazu sogar gezwungen ist. Um so befremdlicher wirkt es, dass die mächtig entwickelten, hangenden Schiefer petrographisch von Lias, Dogger, Jura, Kreide und Flysch, wie diese im Norden angetroffen werden so verschieden sind und gar keine Spuren von Versteinerungen erkennen lassen. Zwar kann man dies zum Teil dadurch erklären, dass hier eine starke nach-

trägliche Metamorphose die Sedimente ergriffen habe, aber es kann trotzdem nicht im Zweifel bleiben, dass die Kreide helvetischer Facies oder die oberen Jurakalke durch keine auch noch so weitgehende Metamorphose die Gestalt der Glanzschiefer annehmen könnten, wie sie uns hier entgegentreten. Eher möglich wäre das für die Gesteine des Lias, des Doggers und Flysches. Wirklich hat sich SCHMIDT durch das Vorkommen polygener Konglomerate in diesen Glanzschiefern veranlasst gesehen, dieselben für den Jura in Anspruch zu nehmen und man muss ja in Ermangelung von Versteinerungen um jeden derartigen petrographischen Anhaltspunkt froh sein. Gleichwohl darf nicht vergessen bleiben, dass solche Konglomeratbildungen auch aus Kreide- und Tertiär-Zeit stammen können und es nicht als ausgeschlossen anzusehen ist, dass in den Glanzschiefern verschiedene Formationen versteckt seien.

Wie aus Profil 11 hervorgeht, bilden diese Glanzschiefer eine deutliche Mulde, die nach Norden etwas überkippt ist. Es müssen also die Schiefer des Muldenkernes jedenfalls jünger als die Trias sein, welche beiderseits das tiefste der Muldenflügel bildet.

In Profil 11 und 12 sieht man, wie diese Mulde auf einer mit 28° nach Süden geneigten Fläche über die Sedimente helvetischer Facies, welche die Wildstrubelkette aufbauen, hinaufgeschoben ist. In den tiefen Einschnitten der Sionne und Liene ist diese Auflagerung deutlich aufgeschlossen und zwar so, dass bald Glanzschiefer, bald Trias auf flyschartigen Schiefern liegen. Steigt man aber aus den Schluchten auf die sie trennenden Höhenrücken, dann sieht man, dass dort oben die Laufbodendecke noch in vereinzelten Lappen auf dem Flysch diskordant aufliegt, und dass die Glanzschiefermulde auch über diese Deckenreste in gleicher Weise wie über den Flysch hinaufgeschoben worden ist. Letztere müssen sich also zur Zeit der Ueberschiebung schon als Decke auf dem Flysch befunden haben.

JSCHER hat auf Blatt XVII den Flysch teils als Jura teils als Neocom eingetragen und damit den Grund zu weiteren tektonischen Irrungen gelegt. Er erkannte einerseits nicht, dass zwischen den wirklich jurassischen Deckenresten und dem diskordant darunter liegenden Flysch keine Altersgleicheit bestehen kann und anderseits hatte er doch nicht den Mut der Konsequenz und trennte von jenem Flysch willkürlich Teile als Neocom ab, wo ihm

dieselben zu sehr in die nördlichen Kreidepartien helvetischer Facies eingriffen. Da er den so verwickelten Bau dieses Gebirges nur aus Faltung erklären wollte und noch keine Ahnung von den grossen Ueberschiebungen hatte, so konnte er sich nur damit helfen, dass er zuweilen der Stratigraphie Gewalt antat. Freilich ward er dabei durch den Umstand unterstützt, dass jener Flysch gar keine Leitfossilien enthält. Die kleinen Foraminiferen in einzelnen kalkigen Bänken, die meist schlecht erhaltenen Fucoiden geben keine sicheren stratigraphischen Anhaltspunkte und die sandigen Zwischenlagen und auch der sonstige flyschartige Habitus können ja auch in anderen Horizonten vorkommen. Auch mir ist es nicht gelungen, Nummuliten führende Lager darin nachzuweisen, vielleicht weil sie fehlen, vielleicht aber nur, weil der zu Ende gehende Sommer mir nicht genügend Zeit für das Auffinden liess. Dahingegen konnte ich mich sehr wohl davon überzeugen, dass diese mächtig entwickelten Schiefer gegen Norden sich überall konkordant auf die hellgrauen Seewenmergel und Kalke legen, die wiederum ihrerseits auf dem Schrattenkalk lagern. Alle diese Schichten fallen nach Süden ein und bilden somit den Südflügel der grossen Wildstrubel-Falte.

Geradeso aber wie am Laufbodenhorn legen sich Kalke des oberen Jura und zum Teil darunter noch solche des Doggers auf diese eocänen und oberkretazischen Schichten oben drauf als eine Schubdecke, die früher eine grössere Ausdehnung gehabt haben muss. Soweit ich sie untersuchen konnte, besteht sie nur aus Gesteinen des oberen Doggers und unteren Malms. Es fiel mir schwer, zu entscheiden, aus welcher Richtung diese Gesteine über die Schichten des Eocän und des Senon heraufgeschoben worden sind, und der Umstand, dass diese Decke sich sowohl nach Nord wie Süd senkt, also wie ein Sattel auf dem Rücken der Wildstrubelkette liegt, lässt uns erst recht über ihre Herkunft im ungewissen.

Anfangs war ich geneigt, die Jura-Reste auf dem Laufboden mit der unteren Laubhorndecke in Verbindung zu bringen unter der Annahme, dass letztere sich ursprünglich noch weiter nach Süden vorgeschoben habe, dass dann aber durch die jüngere Wildstrubel-Nordüberschiebung ihr Südende abgeschnitten und bedeutend in die Höhe gehoben worden sei. Für diese Vermutung schien die Entwicklung des Malm zu sprechen, die mit dem des unteren

Laubhorn petrographische Aehnlichkeit aufweist. Später allerdings, als ich den Dogger dieser Decke auf der Südseite der Wildstrubelkette kennen lernte, fiel es mir auf, dass derselbe doch eine andere Facies hat, als in den von Norden herantretenden Deckschuppen.

Leider gestattete mir die vorgerückte Jahreszeit nicht mehr, meine Untersuchungen nach Osten auszudehnen, und so muss ich mich nach dieser Richtung vorerst auf die Ischerer'sche Karte verlassen.

Auf dieser Karte treten die isolierten, jurassischen Deckenreste von Sexrouge, Ravilhorn, Mondralesse, Laufbodenhorn, Tubang usw. gegen Osten zu einer geschlossenen Masse zusammen, die sich als eine, wenn auch vielfach gelappte, so doch im ganzen zusammenhängende Decke über Sexaubonvin, Rohrbachstein, Trubelnstock, Schwarzhorn und Schneehorn bis zum Lämmernhorn hinzieht und von dort ab, an vielen Stellen von der Kreide in helvetischer Facies und Nummulitenkalk bedeckt, sich als Basis durchs Uschinental hinaus fortsetzt bis ins Kandertal.

Demnach liegt hier eine Ueberschiebungsdecke innerhalb des Gebietes der helvetischen Kreidefacies vor, welche mit der Laubhorndecke in keine unmittelbare Verbindung gebracht werden kann. In der Tat sieht man von oberhalb Kandersteg an auf Ischers Karte einen schmalen Eocänstreifen, der sich über Spitalmatt, Trubeln, die Varner Alp, Colombire, Wetzsteinhorn, Laufboden und den Ammerten-Gletscher rings um diese Wildstrubeldecke herumzieht, und dieselbe so einfasst, wie wenn dieses Eocän die wirkliche Unterlage der Juradecke bilde. In dieser Auffassung der Lagerungsverhältnisse wird man bestärkt durch die neue Karte von Gerbers, Helger und Trösch, auf der unmittelbar anschliessend auf der anderen Seite des Kandertales ganz die gleiche Ueberschiebung festgestellt worden ist.

Wie allerdings die Grenze dieser Ueberschiebung vom Ammerten-Gletscher weiter nach Norden verläuft, das kann man aus der Ischer'schen Karte nicht ablesen und es ist nur vermutungsweise, wenn ich sie auf dem tektonischen Uebersichtskärtchen über Engstligen nach Adelboden habe verlaufen lassen. Ich nehme also an, dass die Kreidefalten vom Lohner bis zum Elsighorn nicht die normale Fortsetzung derjenigen vom Fizer bis zum Laufbodenhorn darstellen, sondern dass sie zur oberen Schubdecke gehören und über diese heraufgeschoben worden sind, ferner, dass der Jura vom Dürrenwald bis Metsch im Engstligental, der

am Metschhorn deutlich auf dem Eocän und der helvetischen Kreide oben aufliegt, ein südlicher Randteil einer der Freiburger Decken ist, der also selbst auf der Wildstrubeldecke liegt und mit dieser über die basalen Wildstrubelfalten gegen Süden heraufgeschoben worden ist.

Eine weitere Konsequenz dieser Auffassung ist, dass die Schubfläche der Wildstrubel-Südüberschiebung, welche älter als die der Wildstrubel-Nordüberschiebung ist, im Engstligental von dieser geschnitten wird und auf der anderen Seite tiefer liegen muss, so dass sie zunächst gar nicht zum Ausstrich kommen kann, aber jedenfalls unter der Niesendecke hindurch sich gegen Norden in die Tiefe senken muss. Da aber diese selbe Schubfläche in der Wildstrubelkette gegen NW sehr rasch ansteigt, so dass sie am Laufbodenhorn schon mindestens 1500 Meter höher liegt als bei Adelboden, so ergibt sich daraus die Tatsache, dass die Streichrichtungen der Wildstrubel-Nord- und der Südüberschiebung sich unter einem Winkel von etwa 45° schneiden und letztere ungefähr die OW-Richtung hat.

Die östliche Fortsetzung der Wildstrubel-Südüberschiebung muss in den Berner Hochalpen gesucht werden. Nach Westen hingegen kann sie als solche nicht mehr der Beobachtung zugänglich sein, weil sie von den Freiburger Decken verhüllt wird. Da diese aber älter sind, so muss sie sich doch auch in der Tektonik dieser Schuppen bemerkbar machen, und ich vermute, dass sie mit der Schubfläche der Niesendecke teilweise oder ganz zusammenfällt.

Ergebnisse.

1. In den in der Hauptsache von SW nach NO streichenden Falten der Wildstrubelkette ist von Norden her eine grosse Ueberschiebung eingetreten, durch die die Juraschichten samt den hangenden Kreide- und Eocänschichten über das Eocän und die oberste Kreide heraufgeschoben worden sind. Diese Schubdecke ist im NO sehr mächtig, wird aber gegen Süden und Südwesten immer dünner und löst sich zuletzt in eine Reihe von Erosionszeugen auf.

Spätere Faltungen und Verwerfungen haben gleichzeitig die basalen Falten und diese Schubdecke betroffen.

2. Von Süden her hat sich nachträglich das Faltensystem der Walliser Glanzschiefer an die Wildstrubelfalten und Ueberschiebungen heran- und heraufgeschoben, und die petrographisch verschiedenartige Ausbildung dieser beiden tektonischen Glieder zeigt keine vermittelnde Uebergänge.

13. Schematisches Querprofil durch das ganze Gebiet.

(*s. Tafel IV.*)

Auf Grund der vorausgegangenen Einzelbeschreibungen lassen sich die hauptsächlichsten tektonischen Momente an Hand dieses schematischen Profiles leicht zusammenfassen.

1. Das Gebiet zwischen der Molasse im Norden und dem Rhonetal im Süden zerfällt in drei Teile, die sich durch die Intensität der Faltung deutlich voneinander abheben. Zwischen den stark gefalteten nördlichen Freiburger Alpen und den Berner Hochalpen liegt die Zone der südlichen Freiburger Alpen, in denen die Sedimente meist nur flachmuldenförmige Lagerung zeigen. Man kann diese auch als die Schuppenzone charakterisieren, weil die Serie der an ihrem Aufbau beteiligten Sedimente sich im ganzen sechsmal übereinander wiederholt. Die Faltenzonen der Freiburger Alpen und der Berner Hochalpen unterscheiden sich dadurch voneinander, dass in jenen die gefaltete Sedimentserie nur einmal vorkommt, während sie in diesen gedoppelt übereinander liegt.

2. Die Faltenzonen sind ausserdem durch im ganzen neun nach Süden unter Winkeln von 28–50° geneigten Verwerfungsspalten durchschnitten, auf denen jeweils die hangende Gebirgsmasse über die liegende heraufgeschoben ist. Fünf dieser Schubflächen treten durch das Ausmass der auf ihnen vor sich gegangenen Ueberschiebung besonders deutlich hervor. Sie sind auf dem Profil mit arabischen Zahlen bezeichnet und entsprechen der Gurnigel- (1), Gantrich- (2), Gastlose- (3), Wildstrubel- (4) und Rhonetal-Nord-Ueberschiebung (5).

Berechnet man für jede derselben die horizontale und vertikale Schubweite, so ergibt sich daraus für alle fünf ein gesamter Zusammenschub von rund 8 km in horizontaler Richtung und eine vertikale Hebung von etwa $6^1/_2$ km. Es muss, wenn wir das Westende des Profils als Fixpunkt annehmen, das Ostende vor Beginn dieser Ueberschiebungen

8 km weiter im Süden gelegen, die Länge des Profiles nachher also um 14% gekürzt worden sein. Eine praealpine Niveaufläche müsste jetzt im Süden 6500 Meter höher liegen als im Norden. Letzteres ist jedoch keineswegs der Fall. Die gegenwärtigen Höhendifferenzen geben uns dafür keinerlei Anhaltspunkte und auch die später eingetretenen Staffelbrüche sind nicht ausreichend, um diesen anscheinenden Widerspruch aufzuklären. Es ist deshalb wahrscheinlich, dass bei jeder dieser Ueberschiebungen zwar die hangende Gebirgsmasse um einen Betrag gehoben, dafür aber die liegende Masse um einen entsprechenden Teil gesenkt worden ist, so dass also jede zwischen zwei solchen Schubflächen liegende Scholle eine Schaukelbewegung gemacht hat, indem sie gegen Norden auf die Nachbarscholle heraufstieg, im Süden aber von der dort aufsteigenden Nachbarscholle heruntergedrückt wurde.

3. Neben diesen ziemlich steilen Nordüberschiebungen gibt es noch sechs andere Ueberschiebungen, deren Schubflächen nicht nach Süden, sondern nach Norden einfallen, deren Neigung zwischen 10 und 25° schwankt und nur ganz lokal auch in eine Neigung nach Süden übergeht. Diese Ueberschiebungen unterscheiden sich von den vorher genannten Nordüberschiebungen erstens durch die viel grössere Schubweite und zweitens dadurch, dass die sichtbare Unterseite der gehobenen Schubmasse nicht mehr auf der Zerreissungsfläche liegt, sondern schon weit über dieselbe hinaus auf die ursprünglich freie Oberfläche des basalen Gebirges geschoben ist, so dass man mit Recht von Schubdecken sprechen kann.

Die deckenförmige Ausbreitung der Schubmassen ist also das eigentliche Unterscheidungsmerkmal zwischen diesen flachen und den fünf vorher erwähnten steilen Ueberschiebungen, dem gegenüber die Neigung der Schubfläche in den Hintergrund tritt. Freilich kommt noch ein weiterer Unterschied in Betracht, der chronologische. Die steilen Nordüberschiebungen sind jedenfalls jünger als die Molasse und da sich an dieser auch Ablagerungen aus der mittleren Miocänzeit beteiligen, so können sie nicht älter als jungmiocän sein. Die jüngsten Schichten hingegen, die am Aufbau der Schubdecken teilnehmen, sind eocänen Alters. Es ist zwar nicht unmöglich, dass die obersten flyschartigen Sedimente auch noch bis ins Unteroligocän heraufreichen, aber im Gebiet unserer Profile ist dafür bisher kein palaeontologischer Anhaltspunkt gewonnen worden.

Die Deckenüberschiebungen könnten also vielleicht schon zu Ende der Eocänzeit oder während der Oligocän- und selbst der Miocänzeit entstanden sein, aber unter allen Umständen sind sie älter als die steilen Nordüberschiebungen. Zu einer noch engeren Zeitbestimmung können die Gerölle dienen, die in der unteren Nagelfluh, also in Ablagerungen der jüngeren Oligocänzeit vorkommen, und die aus der Zerstörung der jurassischen und triasischen Sedimente, welche die Ueberschiebungsdecken aufbauen, hervorgegangen sein müssen. Dies war aber nur möglich, nachdem diese Decken durch die Ueberschiebung, einerlei, ob sie aus Norden oder Süden erfolgte, die nötige Höhenlage erlangt hatten, um in ausgiebiger Weise von der Erosion ergriffen zu werden. Für ihre Entstehung bleibt somit nur der *Zeitraum zwischen Obereocän und Mitteloligocän* übrig.

Berechnet man die Länge sämtlicher 6 Decken, wie sie im Profil erscheinen, so erhält man als Mindestmass die Summe von 75 km. Denkt man sich die Schubmassen wieder auf ihre ursprüngliche normale Lage zurückversetzt, so käme ihr Nordende mindestens 60 km weiter nach Norden, also mitten in den Kettenjura zu liegen, oder wenn man annehmen wollte, dass sie aus Süden stammen, wäre der Ursprung des Südendes 75 km weiter im Süden, jedenfalls jenseits des Monte Rosa zu suchen.

4. Wir kommen nun zur Frage: *in welchem zeitlichen und ursächlichen Verhältnis stehen diese beiden Arten von Ueberschiebungen zu den Schichtenfaltungen?* Da ergibt sich sofort, dass die steilen Nordüberschiebungen jedenfalls jünger als die Hauptfalten sein müssen. Starke Faltungen liegen überhaupt nur in den Wildstrubel- und den Gantrisch-Stockhornketten. Das zwischen beiden liegende etwa 25 km breite Gebiet hingegen ist nur in ganz geringem Masse gefaltet. Von der Wildstrubelfaltung wissen wir, dass sie die untere Laubhorndecke mitgefaltet hat, also jedenfalls jünger als die Laubhornüberschiebung sein muss. Die Gantrisch-Stockhornfalten liegen nicht wie die des Wildstrubels im basalen Gebirge, sondern in der Schubdecke und aus diesem Grunde erscheint es sehr unwahrscheinlich, dass diese Faltung erst nach der Ueberschiebung eingetreten sein könnte. Die gefalteten Massen sind zu mächtig und die Mulden und Sättel zu eng zusammengeschoben, um als eine nur passive Faltung wie bei der Laubhorndecke gedacht zu werden, die ihre Ursache einer Faltung der

darunter liegenden basalen Gebirgsmasse verdankt. Sie ist also älter als die Wildstrubelfaltung und entweder während des Schubes selbst oder aber schon vorher entstanden. Bei einer Entstehung während des Schubes hätten die Falten jedenfalls in der Schubrichtung eine Ueberkippung annehmen müssen, da sie aber durch ihre symetrische Ausbildung geradezu auffallen und darin auch in einem eigentümlichen Gegensatz zu den jüngeren Wildstrubelfaltungen stehen, so glaube ich, daraus schliessen zu dürfen, dass sie älter als die Ueberschiebungen sind.

Wir können also etwa diese zeitliche Aufeinanderfolge annehmen: Faltungen der nördlichen Ketten, grosse Südüberschiebungen, Faltungen der Wildstrubelkette, Nordüberschiebungen.

14. Ueber die Richtung, aus der die Schubdecken kamen.

Zunächst will ich nur die Folgerungen feststellen, die sich aus unseren Profilen ergeben und auf die Meinungen und Argumente anderer noch nicht eingehen.

1. Die Schubflächen der einzelnen Decken steigen alle von Norden nach Süden langsam an mit Ausnahme derjenigen Strecken, wo deutlich spätere Faltung erst die ursprüngliche Lage verändert hat. Dafür, dass die Schubflächen etwa ursprünglich nach Süd geneigt gewesen wären und durch spätere Gebirgsbewegungen erst ihre jetzige Neigung nach Norden erhalten hätten, gibt es keine Anhaltspunkte. Im Gegenteil geht aus dem auf S. 77 Gesagten hervor, dass die Neigung nach Norden ursprünglich noch steiler war.

Gleichwohl kann aus dieser Tatsache allein kein Schluss auf die nördliche Herkunft der Schubmassen gezogen werden, weil sich dieser Schub auf einer älteren Landoberfläche hinbewegt hat und die Möglichkeit nicht in Abrede gestellt werden kann, dass diese Oberfläche eine allgemeine Neigung gegen Norden gehabt haben könne.

2. Es existieren im ganzen sechs deutlich voneinander getrennte Decken, von denen aber keine eine andere vollständig bedeckt. Sie liegen vielmehr so übereinander, dass die tiefere Decke jeweils nur in ihren nördlichen Teilen von der höheren Decke überlagert ist und ihr freies Ende gegen Süden an die Oberfläche kommt. Sie liegen also dachziegelartig oder schuppenförmig übereinander und die oberste Schuppe beginnt im Norden, die unterste endet

mit ihrem freien Teil gegen Süden. Obwohl also diese Decken in ihrer Gesamtheit das basale Gebirge von Gurnigel bis zur Glanzschieferzone im Rhonetal überdecken, ist doch keine einzige derselben so weit ausgedehnt, dass sie das ganze Gebiet überspannt. Die unterste ist die Wildstrubeldecke, die, soweit sie zu Tage liegt, bei Adelboden beginnt und bis zur Glanzschieferzone reicht. Die untere Laubhorndecke nimmt oberhalb Lenk ihren Anfang und erstreckt sich von da südwärts bis zur Wildstrubelkette. Die nächste — die obere Laubhorndecke — beginnt etwas weiter im Norden bei Lenk, erstreckt sich aber über der unteren ebenfalls bis zum Nordrand der Wildstrubelkette. Die Willisdecke, als vierte, setzt bei Matten an und breitet sich über der dritten bis zum Metschhorn aus, die Niesendecke, als fünfte, kommt unter der sechsten bei St. Stephan zum Vorschein und legt sich bis zum Hahnenmoos über die vierte Decke. Die sechste oder Spielgertendecke erscheint unterhalb Zweisimmen beim Laubegg und am Niederhorn und legt sich bis zum Nordrand des Spielgerten und bis St. Stephan über die fünfte Decke, die siebente endlich oder die Hornfluhdecke zieht sich über die sechste südlich bis zum Amselgrat und der Kunnigalm. Sie ist die oberste Decke, die nach Norden bis Gurnigel zurückreicht.

Diese Art der Lagerung lässt nur den Schluss zu, dass die schuppenförmige Ueberdeckung aus einer Bewegung der Massen von Nord gegen Süd erfolgt ist.

3. Für die zwei Laubensteiner und die Willis-Decke steht fest, dass jede mit ihrem Nordrande auf dem fremdartigen basalen Gebirge liegt, aber dort nicht in der Tiefe wurzelt. Sie können deshalb nicht als selbständige Decken aufgefasst werden, sondern müssen als übereinandergeschobene Teile ein und derselben Decke gelten, wofür auch die Gleichheit in ihrem geologischen Aufbaue spricht.

Ob diese Auffassung auch für die drei oberen Decken Geltung haben muss, ist ungewiss, weil die Aufschlüsse nicht tief genug herabreichen. Die Möglichkeit, dass sie selbständige Decken sind, kann nicht widerlegt werden, und müsste auch für die drei unteren zugegeben werden, wenn sich nicht glücklicherweise das Simmental tief genug eingeschnitten hätte. Indessen scheint es mir doch am wahrscheinlichsten, dass auch die anderen Decken nur Schuppen einer einzigen grossen Decke sind. Dafür sprechen sowohl die stratigraphischen als auch die Aehnlichkeit der Lagerungs-

verhältnisse. In diesem Sinne habe ich denn auch das schematische Profil entworfen. Es wird jedoch die andere Möglichkeit auch im Auge zu behalten und bei den späteren Schlussfolgerungen zu berücksichtigen sein. Dass die Wildstrubeldecke wahrscheinlich selbständig ist und nichts mit den etwas älteren Freiburger Decken zu tun hat, wurde bereits früher erörtert.

4. Die Unterlage des Flysches in den einzelnen Decken und Schuppen zeigt vielfachen Wechsel. Die vollständigste Serie von der Kreide herab bis zur Trias findet sich im Norden in der Gantrisch- und Stockhornkette, aber auch wo diese Serie in ihrer Vollständigkeit infolge der früher besprochenen kretazischen Erosionsperiode fehlt, zeigt sich doch die Trias als tiefstes Glied in allen Decken wenigstens teilweise noch erhalten. Ausnahmen machen nur die Wildstrubel- und die untere Laubhorndecke, wo entweder nur oberer Jura oder auch noch Dogger die Unterlage bilden, wenn man von dem kleinen Triasaufschluss bei der Dohle im Iffigental absieht. Mit jeder nachfolgenden Schuppe mehrt sich der Anteil der Trias an der Unterlage und erreicht sein Maximum in der Spielgerten- und Hornfluh-Decke. Diese Zunahme der tieferen und älteren Schichten gegen Norden beweist, dass die Trennungsfläche, welche die Schubmasse ehemals von ihrem heimatlichen Boden abgeschnitten hat, für die nördlichen Schubteile tiefer lag als für die südlichen.

Da aber ältere Gesteine als die der Trias im ganzen Ueberschiebungsgebiete als Unterlage nirgends zutage treten, so schliesse ich daraus, dass die Abtrennungsfläche überall da eine verhältnismässig nur oberflächliche war und dass die tektonischen Veränderungen, die vor Ablagerung des Flysches eingetreten waren und die *Riffstruktur* des Untergrundes erzeugt hatten, mit keinen starken Faltungen oder sehr bedeutenden lokalen vertikalen Dislokationen verknüpft gewesen sein können.

Inwieweit unter den Gantrisch-Stockhornketten und der Gurnigel-Zone auch noch vortriasische Gesteine an der Schubmasse beteiligt sind, lässt sich natürlich nicht feststellen, doch ist eine solche Beteiligung nicht unwahrscheinlich, da ja das hohe Stockhorngewölbe doch einen älteren Kern einschliessen muss.

Es ist mithin ziemlich sicher, dass die Abtrennungsfläche dieser Freiburger Decken, einerlei ob man sie als eine einzige später in Schuppen aufgelöste oder als eine

ursprüngliche Mehrheit auffassen will, bei ihrer Entstehung nicht horizontal lag, sondern schwach gegen Süden anstieg, dabei in immer jüngere Schichten eindrang und sich mehr und mehr der Oberfläche näherte. Daraus ergibt sich aber ganz von selbst, dass diese Schubdecken ihre Wurzel im Norden haben und dass sie an Dicke in der gleichen Richtung zunehmen müssen. Letzteres ist durch die Tatsachen bewiesen und macht darum auch ersteres äusserst wahrscheinlich.

5. Den gleichen Schluss legt uns die Schuppenstruktur der Decke nahe, denn es wird dieselbe nicht nur durch die Annahme einer Bewegung der Massen von Nord nach Süd leicht erklärbar, sondern wir müssen bei einem so weitreichenden Schub die Entstehung solcher untergeordneter Schubflächen oder minor thrusts geradezu erwarten. Dafür sprechen sowohl allgemeine physikalische Erwägungen als auch die Erfahrungen in anderen Ueberschiebungsgebieten.

Für eine Bewegung von Süden her habe ich nirgends auch nur die geringste Anzeige gefunden. Wollte man gleichwohl an einer südlichen Herkunft festhalten, dann müsste man annehmen, dass die ganze Decke sich zuerst einfach über die Wildstrubelregion und noch weiter nach Norden vorgeschoben habe, bis sie auf einen unüberwindlichen Widerstand stiess, der in der immer noch sich bewegenden Schubmasse zu Zurückstauungen Veranlassung gab, die zu Zerreissungen führten. Diese Zerreissungen müssten auf Flächen eingetreten sein, die schwach nach Norden geneigt die ganze Schubmasse von oben nach unten schräg durchschnitten, so dass jeweils der hintere Teil keilförmig unter den vorderen zu liegen kam und sich bei fortgesetztem Schub unter den vorderen Teil hinunterpresste und ihn in die Höhe hob.

Mechanisch ist ein solcher Vorgang freilich kaum zu verstehen, weil bei Stauungen an Hemmnissen die Zerreissungen viel leichter auf in der Richtung des Widerstandes aufsteigenden Flächen vor sich gehen, so dass die hinteren Teile sich über die vorderen heraufschieben und schliesslich das Hemmnis selbst überwinden können. Wo aber sollte dieses Hemmnis zu suchen sein? Am vorderen Ende der zwei Laubhornschuppen und der Willis-Schuppe lag es jedenfalls nicht, und so wäre man wohl gezwungen, auch die Niesen-, Spielgerten- und Hornfluh-Schuppe als Rückstauungen der unteren Laubhorndecke zu betrachten, die sich entweder an der Stockhornkette oder noch weiter

im Norden an einem unter der Molasse verborgenen Widerstand gestaut hätten. Eine solche Erklärung leidet an innerer Unwahrscheinlichkeit und ist jedenfalls nicht eine von den Tatsachen geforderte, sondern eine ihnen aufgezwungene, die nur dann Berechtigung hätte, wenn anderweitige sichere Anzeigen für den Schub aus Süden vorlägen. Es wird angegeben, dass solche wirklich da sind, weil es gelungen sei, die Wurzeln der Ueberschiebungen im Süden nachzuweisen.

6. *Gibt es wirklich solche Wurzeln im Süden?* Lugeon glaubte für die untere Laubhorndecke die Wurzel im Norden der Glanzschiefer-Zone tatsächlich gesehen zu haben. Das war aber ein Irrtum, denn er hielt den Flysch, der dort unter der Juradecke liegt, wie dies schon Ischer getan hatte, für Lias und brachte ihn in normale Beziehung zum Jura. Das ist aber nicht der Fall und somit kann dort der Jura nicht aus der Tiefe herausgefaltet worden sein.

Schmidt sieht in der Glanzschiefer-Mulde eine Wurzel, die er aber nicht mit der Laubhorn-, sondern mit der Hornfluhdecke in Beziehung bringt. Beide liegen weit voneinander entfernt und man müsste annehmen, dass ein 20 km breites Verbindungsstück spurlos verschwunden, der Erosion zum Opfer gefallen sei. Darf man eine so weitgehende Abtragung des Gebirges ohne weiteres annehmen? Doch wohl nur dann, wenn die Identität der Hornfluhdecke mit dieser Glanzschiefer-Wurzel vollkommen sicher wäre. Das ist aber ganz und gar nicht der Fall. Freilich erklärt uns Schmidt, dass gerade die petrographische Verschiedenartigkeit der Decke und der ihr zugerechneten Wurzel die Zusammengehörigkeit beweise, denn in den Wurzelregionen seien die Gesteine einem viel stärkeren Drucke ausgesetzt gewesen, als in den mehr oberflächlichen Decken und so seien sie dort dynamometamorph umgewandelt worden. Das ist aber nur eine Hypothese und kein zwingender Beweis dafür, dass der postulierte Zusammenhang bestanden hat.

Es ergibt sich also, dass der Nachweis von Wurzeln der nördlichen Decken im Süden noch nicht geführt worden ist und dass es eigentlich überhaupt keine einzige feststehende Tatsache gibt, die für die Ueberschiebung aus Süden spricht.

7. Gibt es stratigraphische Beweise für die Herkunft aus Süden? Diese Frage habe ich eigentlich bereits im stratigraphischen Teil dieser Arbeit beantwortet. Es gibt

in unserem Gebiete keine einzige Formation, die auf eine Herkunft aus fernem Süden spräche. Wenn auch die alpine Facies der Trias nicht gerade dagegen spricht, so liegen doch wirklich zwingende Aehnlichkeiten mit der südalpinen Trias in keiner Weise vor und tatsächlich hat ja SCHMIDT auch auf eine solche Herkunft bereits verzichtet.

Dahingegen darf doch nicht übersehen werden, dass der Lias nicht nur keine südalpine, sondern eine ausgesprochen mitteldeutsche Ausbildung besitzt und das gilt teilweise auch für den Dogger. Dogger und oberer Jura haben keine Aehnlichkeit mit der südalpinen Facies und der Hochgebirgskalk ist eine ausgesprochen nordalpine Facies.

8. Sind die Decken aus liegenden Falten hervorgegangen? Im Gegensatz zu SCHARDT hat LUGEON die Behauptung aufgestellt, dass die Schubdecken alle aus Faltensätteln hervorgegangen seien, die unter starkem horizontalem Druck aufgepresst wurden und sich teils mit ihrem in die Höhe steigenden First nach Norden umgelegt und bei fortgesetztem Wachstum mit ihrer Stirn über die Gebirgsoberfläche hingeschoben hätten, teils, wo sie unter solchen umgelegten Falten erst entstanden, diese in die Höhe gehoben und sich unter ihnen ebenfalls einen Weg nach Norden erzwungen hätten. Diese Hypothese stützt sich auf das Vorkommen liegender Stirngewölbe am Nordende der Schubdecken. Wir haben aber gesehen, dass, wo im Bereich unserer Profile solche Gewölbe angegeben worden sind, sie nur auf Vermutungen unter Zuhilfenahme einiger kühner Hypothesen beruhten, dass sie aber nirgends wirklich zu sehen waren. Eigentlich verlangen solche liegende Falten aber nicht nur ein Stirngewölbe, sondern auch einen umgekehrten unteren Gewölbeflügel; der ist aber selbst nach LUGEONS Angaben nirgends mehr erhalten, weil er bei dem weiten Schub auf der harten und unebenen Unterlage abgerissen, zertrümmert und ausgequetscht wurde, also einfach verschwunden ist. Wer sagt uns dann aber, ob er jemals vorhanden war? Das wird bewiesen, antwortet LUGEON auf diese Frage, durch das Vorhandensein jener Stirngewölbe. Aber wir sahen, dass deren Existenz mindestens sehr zweifelhaft ist und dass somit die Faltendeckentheorie auf sehr problematischen Füssen steht. Wir sind also vor die Tatsache gestellt, dass in unserem Gebiete weder liegende Stirngewölbe, noch liegende Faltenflügel bisher mit Sicherheit nachgewiesen wurden.

9. Wie weit haben sich ursprünglich die Decken I—VI nach Süden erstreckt? Diese Frage ist wohl berechtigt und die Art ihrer Beantwortung entscheidet zugleich über die Herkunft des Schubes. Sicher ist, dass ihr heutiges Ende durch die Erosion bedingt ist, welche grosse Teile weggeführt hat.

Schardt, Lugeon und Schmidt haben angenommen, dass die obersten Decken, die am weitesten nach Norden reichen, zugleich auch nach Süden die grösste Ausdehnung gehabt haben, dass also ehemals über dem Wildstrubel, wo jetzt nur noch Reste einer Decke liegen, alle sechs Decken übereinander getürmt waren in einer Gesamtmächtigkeit von ungefähr 5000 Meter. Lugeon fasst unsere Decken I bis IV als nappes de la zone interne zusammen, deren Wurzeln auf dem rechtseitigen Gehänge des Rhonetales liegen soll. Dazu soll auch die Gurnigelzone gehören, die er als nur verschleppte Teile der zone interne auffasst. Unsere Decke V und die Gantrisch-Stockhornkette bilden zusammen seine nappe médiane und VI seine nappe de la Brèche; jedoch rechnet er die Flyschdecke und das Nordende von VI noch zur nappe médiane. Die Wurzeln der nappe médiane und de la Brèche liegen nach ihm im Süden der Walliser Alpen.

Seine Angabe also, dass alle 6 Decken einst über dem Wildstrubel gelegen haben, ist nicht auf Beobachtung solcher Lagerung gegründet, sondern lediglich eine Schlussfolgerung aus jenen hypothetischen Voraussetzungen heraus. Eine weitere Konsequenz derselben ist, dass diese Deckfalten, wenn man sie wieder in ihre ursprüngliche horizontale Lage zurückversetzen könnte, statt der heutigen 50 km einen mehr als viermal so breiten Raum einnehmen würden. Zieht man aber noch ferner die Strecke in Betracht, die zwischen den Südenden der zwei obersten Faltendecken im Rhonetal und ihren angeblichen Wurzeln in der Jvrea-Region liegt, so erhält man eine Breite für diese Sedimente vor ihrer Ueberfaltung von mindestens 500 Kilometer.

Es wird hier, wie man sieht, mit stattlichen Zahlen operiert und ein ungeheurer Zusammenschub der Erdkruste vorausgesetzt, ohne dass man doch eine feste Handhabe hat und zwingende Gründe vorliegen. In der Tat ist Schmidt schon zu viel bescheideren Forderungen heruntergegangen, indem er auch für die obersten Deckfalten die Wurzeln auf das rechtseitige Talgehänge der Rhone ver-

legt und somit nur noch mit einem Zusammenschub von vielleicht rund 250 km zu rechnen braucht.

Gleichwohl steht dem gegenüber die Forderung von 75 km, welche bei nördlicher Herkunft des Schubes verlangt wird, doch noch immer als eine recht bescheidene da, und sie verlangt auch nicht, dass seit Eintritt jener Ueberschiebungen die Alpen allein durch Erosion eine Abtragung von bis zu fünftausend Metern erfahren haben. Die abgetragenen Gesteine müssen doch irgendwohin verfrachtet worden sein und die Molassegesteine zeigen uns ja auch, wie und wohin das geschehen ist, aber um eine Abschälung der Alpen um einige Kilometer zu beweisen, wäre die Menge klastischen alpinen Materials in der Molasse lange nicht genügend.

Ergebnis.

Alle Tatsachen sprechen dafür, dass die flachen Schubdecken von Norden gekommen sind, zunächst als eine einzige Ueberschiebung, dass dann aber durch Hemmungen diese Schubmasse zerrissen und die hinteren über die vorderen Teile schuppenförmig hinaufgeschoben wurden. Die Breite dieser Schubmasse beträgt im ganzen jedenfalls 50 km. Dann kam noch die Wildstrubelüberschiebung hinzu, die auf eine Weite von über 20 km eingeschätzt werden kann.

C. Rückblick auf die tektonischen Vorgänge im Gebiete zwischen Gurnigel und Sitten.

Ueber die vortriasischen tektonischen Vorgänge können uns die Profile keine Auskunft geben. Zur Triaszeit lag über dieser Gegend, die gegenwärtig ungefähr auf ein Drittel ihrer ursprünglichen Ausdehnung zusammengeschoben ist, ein seichtes Meer, das von dem weitausgedehnten, offenen, mediterranen Triasmeere durch Barren oder Untiefen abgetrennt war, so dass sich zeitweilig die Salze des verdunstenden Meerwassers als Sedimente niederschlagen konnten, ähnlich wie das ja auch, besonders in der mittleren und jüngeren Triaszeit, in den nördlich angrenzenden Meeren Deutschlands der Fall war. Nur die dort so massenhaft eingeschwemmten und eingewehten Sande fehlten dem Freiburger Meere fast ganz. Zuletzt jedoch trat dieses mit

dem mediterranen Meer in offene Verbindung, und damit wanderte von dort die rhätische Fauna ein — allerdings unter nicht allzugünstigen Bedingungen, und das ist wohl der Grund, weshalb die rhätischen Kalke hier viel ärmer an Versteinerungen sind, als in den anderen mehr südlichen und östlichen Teilen der Alpen. Vielleicht geschah diese Einwanderung auch sehr spät, so dass die unter den Kalken liegenden Dolomite, Rauhwacken und Gipse nur die Ablagerungen des älteren Rhätmeeres darstellen würden, das den vorher trocken gelegten, palaeozoischen und archäischen Boden erst zu Ende der Triaszeit überflutete. Zur Liaszeit wurde dieser Teil von derselben Tierwelt bewohnt, welche im mitteldeutschen Liasmeere heimisch war und keine einzige Art, die dem mediterranen Liasmeer ausschliesslich angehörte, mischte sich unter diese Gesellschaft.

Vielleicht schon zur jüngeren Lias-, jedenfalls aber mit Beginn der Doggerzeit traten tektonische Störungen ein, die zu Inselbildungen führten. Ob dies einfache Schollenhebungen oder kleine Auffaltungen waren, lässt sich nicht erkennen, aber sicher ist das Einsetzen einer starken Meereserosion an den Felsen dieser Inseln, die sich so mit einem Gürtel von Breccien umgaben. Die Sedimente zeigen stark differenzierte Facies, und wenn auch die mitteleuropäische Fauna noch stark vertreten ist, so machen sich doch einerseits lokale besondere Inselfaunen anderseits Einwanderungen von Arten aus dem mediterranen Meere bemerkbar. Die Schranken, welche früher diesem gegenüber bestanden haben, müssen also wohl ebenfalls infolge der tektonischen Bewegungen gefallen sein. Eine wesentliche Veränderung in diesen Verhältnissen ist während der Zeit des oberen Jura nicht eingetreten; um die Inseln entstehen lokale Breccienbildungen, stellenweise koralligene Absätze und auch sonst Kalkabsätze, in denen sich die Kieselsäure häufig zu Knollen konzentriert. Die Fauna ist aus nördlichen und südlichen Elementen gemischt. Aber die klastischen Bestandteile treten mehr zurück als Beweis, dass die Inseln niedriger geworden und stärker von den neuen Sedimenten umhüllt wurden. Der petrographische Charakter der Oberjuragesteine ist ungefähr derselbe wie im ganzen Gebiet der Schweizer Alpen nördlich der Rhone und des Vorderrheintales, unterscheidet sich aber wesentlich von dem in den Süd- und Ostalpen und in Mitteldeutschland. Man kann diese Facies als die

des Hochgebirgskalkes bezeichnen. Die Riff- und Inselbildung war nicht gleichmässig über das Gebiet unseres Profiles ausgebreitet, sondern auf zwei Bezirke beschränkt. Der eine lag im Norden in der Gurnigelzone, der andere in der Region zwischen Simme und Wildstrubel. Im Süden, also in der Zone der Wildstrubelketten, und sodann weiter im Norden im Gebiet der Gantrisch- und Stockhornketten breitete sich ein tieferes und inselfreies Meer aus und in diesem setzte sich auch während der folgenden Kreidezeit die Sedimentbildung ungestört fort, während sich das Meer aus den Inselgebieten zunächst ganz zurückzog. Ob dies Folge eines allgemeinen Sinkens des Meeresspiegels oder lokaler tektonischer Bewegungen in den Inselregionen war, muss unentschieden bleiben. Die Trennung beider Meeresteile durch eine ziemlich breite Festlandzone machte sich nur wenig, in ihrer Fauna aber recht deutlich in der petrographischen Beschaffenheit der Sedimente bemerkbar. Der südliche Meeresarm ist während der ganzen Kreidezeit das Gebiet der helvetischen Facies geblieben, während im nördlichen Arme die Sedimentbildung nicht nur eine andere war, sondern auch am Ende der Neocomperiode für längere Zeit ganz zum Stillstand kam. Später erst und zwar wahrscheinlich mit Beginn der senonen Periode wurde wiederum das ganze Gebiet zwischen Gurnigel und Rhone vom Meere überdeckt und dieses erhielt sich bis ins Eocän hinein. Aber die Sedimente waren keine gleichmässigen, sondern zeigen erhebliche regionale Unterschiede. Während der jüngsten Kreidezeit lassen sich die Facies der Seewenschichten, der Couches rouges und des Flysches leicht auseinander halten. Erstere bleibt auf das Gebiet helvetischer Facies beschränkt, die zweite ist nicht nur über das Neocomgebiet der Gantrisch- und Stockhornkette, sondern auch noch weiter südlich über einen grossen Teil des ehemaligen Inselgebietes ausgebreitet, nämlich über die Hornfluh- und Spielgertendecke. Couches rouges und Seewenschichten sind foraminiferenreiche Ablagerungen eines ruhigen, also jedenfalls mehrere hundert Meter tiefen Meeres. Die Decken I—IV und die Gurnigelzone hingegen wurden vom Flysch bedeckt, in dem Ton, Sand und Gerölle eine hervorragende Rolle spielen, und es ist wenigstens sehr wahrscheinlich, dass diese Facies schon im Senon ihren Anfang nahm. Andernfalls müsste man annehmen, dass diese Gebiete zunächst noch Festland blieben und erst zu

Tertiär-Zeit wieder vom Meer in Besitz genommen wurden. Im Tertiär endlich bestehen nur noch zweierlei Facies; die des Flysches und die der Nummulitenkalke und -Mergel. Letztere ist auf den Süden, also auf das Gebiet der helvetischen Kreidefacies beschränkt, erstere beherrscht alle nördlichen Teile und greift später auch nach Süden auf die Nummulitenfacies über.

Die tektonischen Veränderungen, welche diese Verwandlungen von Meer in Festland und den Wechsel von Fauna und Facies von der Trias an bis zum Ende der Flyschbildung begleiteten und zum Teil verursachten, waren recht unbedeutend im Vergleich zu denjenigen, die nun in mitteloligocäner Zeit ihren Anfang nahmen. Bedeutende Schichtenfaltungen begannen zuerst ganz im Norden und erzeugten die regelmässigen stehenden Mulden und Sättel der Gantrisch- und Stockhornketten. In der anschliessenden Gurnigelzone war diese Faltung vielleicht ebenso stark, aber sie führte zu keinen so regelmässigen Gewölben wegen der Unregelmässigkeiten, die die Riffbildungen der Jurazeit darin erzeugt hatten.

Weiter nach Süden kam es zu keinen Faltenbildungen. Es entstand eine etwa 50 km breite Zerreissungsfläche, welche die Trias nebst ihrer Auflage von der älteren Unterlage abtrennte, die aber gegen Süden langsam anstieg, die Trias schräg durchschnitt, dann eine Strecke weit zwischen Jura und Trias zu liegen kam, bis sie endlich die Oberfläche erreichte. Alles was über dieser Zerreissungsfläche lag, wurde nun samt den dahinterstehenden Falten nach Süden fortgeschoben, wo die tertiären Sedimente sich noch annähernd in ihrer horizontalen Lagerung befanden. Die Spitze der Schubmasse hat sich dabei tatsächlich nur um 25 km über das flache Vorland vorgeschoben, aber sie hätte noch weitere 25 km zurücklegen müssen, wenn sich die Schubmasse nicht in sich selbst schuppenförmig übereinandergeschoben und dadurch um etwa 25 km verkürzt hätte. Man kann dieses Ausmass direkt aus dem unteren Profil der Tafel IV entnehmen und daraus noch den weiteren Schluss ziehen, dass die Stockhornfalte vor Eintritt der flachen Ueberschiebung 50 km weiter im Norden gelegen haben muss, wenn man dabei die heutige Lage des südlichen basalen Gebirges als Fixpunkt annimmt. Das ist natürlich eine willkürliche Annahme, denn ebensogut könnte man die Stockhornkette als Basis der Berechnung zu Grunde legen. Das gäbe dann für den Wild-

strubel eine ursprüngliche Lage von 50 km weiter im Süden und die Ueberschiebung von Norden würde zu einer Unterschiebung von Süden. Denkbar wäre auch eine Bewegung beider Fixpunkte gegen einander. Wenn ich also bisher nur von einer Ueberschiebung aus Norden gesprochen habe, so sollte damit nicht die absolute, sondern nur die relative Bewegung der Massen zum Ausdruck gebracht werden.

Vielleicht möchte man hier die Frage aufwerfen, wie denn eine so flache Abspaltung und so weite Ueberschiebung der oberflächlichsten Teile der Erdkruste ursächlich zu verstehen sei, um an der Schwierigkeit, welche die Beantwortung einer solchen Frage bietet, die Richtigkeit der Tatsache in Zweifel zu ziehen. Es müssten, um darauf zu antworten, Vorgänge in tieferen, unserer Beobachtung nicht zugänglichen Teilen der Erdkruste zu Hilfe genommen werden und damit das Ganze auf ein rein hypothetisches Gebiet übergeführt werden. Das will ich aber nicht tun, weil uns nach meiner Meinung vorerst eine möglichst vorurteilsfreie Feststellung des Tatsächlichen not tut und wir uns dabei nicht von theoretischen Vorstellungen beeinflussen und vielleicht verblenden lassen dürfen.

Erst nachdem diese grosse Ueberschiebung stattgefunden hatte, begann im Süden eine kräftige Auffaltung des Wildstrubels, aus der allmählich die zwei nach Norden überkippten Falten hervorgingen, die auch die bereits darüberliegende Schubdecke mitfalteten. Zugleich und jedenfalls lange vor Abschluss dieser Faltung, bildete sich eine neue grosse Südüberschiebung heraus, wodurch die Freiburger Decken und deren basales Gebirge gegen Süden auf die Wildstrubelfalte wenigstens 20 Kilometer weit heraufgeschoben wurden. Dann erst fingen die neun nach Norden gerichteten steilen Ueberschiebungen an sich innerhalb der Faltungszonen und an der Grenze gegen die Schuppenzone herauszubilden. Diese Vorgänge spielten sich erst in jungmiocäner Zeit ab und sie sind es, die für die heutige Form und Begrenzung des Alpengebirges besonders wichtig wurden.

Noch jünger endlich sind alle die Verwerfungen, welche sowohl die älteren Falten als auch die Ueberschiebungen durchschneiden und verschoben haben und deren Zahl nicht unbedeutend ist.

Alle die besprochenen und zeitlich weit auseinanderliegenden tektonischen Vorgänge haben ihre Spuren im

Gebirgsbau zurückgelassen. Ich habe es versucht, sie zu analysieren, aber ich verkenne nicht, dass eine solche Analyse mit den grössten Schwierigkeiten verknüpft ist, und ich schmeichle mir nicht, überall das Richtige getroffen und alle Vorgänge erraten zu haben, die wirklich stattgefunden haben. Das wird selbst dann noch nicht leicht sein, wenn einmal genaue in grösstem Masstabe aufgenommene zuverlässige geologische Karten vorliegen. Aber das Eine glaube ich mit vollkommener Sicherheit festgestellt zu haben, dass es durchaus verfehlt ist, wenn man die ganze Tektonik dieses Gebietes aus einem einzigen und einheitlichen Faltungsvorgang oder überhaupt mit Hilfe einer einzigen, wenn auch noch so lange andauernden Bewegungsrichtung der Gebirgsmassen erklären will.

II. Der Bau der Freiburger Voralpen und der Berner Hochalpen.

Ich erwarte den wohlwollenden Einwand gegen meine Auffassung, dass dieselbe bei einer ausschliesslichen Beschränkung der Beobachtungen auf die Profillinien zwischen Gurnigel und Sitten durch den tatsächlichen Befund vielleicht nicht unbedingt widerlegt werden und darum eine gewisse Berechtigung zu besitzen scheinen könne, dass dieser Schein aber sofort verschwinde, sobald man das Beobachtungsgebiet nach rechts und links erheblich erweitere, dass man dann zu einer grossen Anzahl von Stellen geführt werde, die meine Auffassung widerlegen und unmöglich machen, und dass deren Schwäche vor allem in der Unmöglichkeit beruhe, sie auf weitere Teile der Alpen anzuwenden.

Ich anerkenne, dass in einem solchen Einwand ein gewisser gesunder Kern steckt und dass man jedenfalls berechtigt ist, von mir den Nachweis zu verlangen, dass meine Auffassung sich ohne Zwang auch auf andere Gebiete der Alpen ausdehnen lasse. Um diesen Nachweis zu führen, stehen mir zwei Wege offen. Der eine wäre der, in kommenden Jahren meine Untersuchungen räumlich zu erweitern und die Ergebnisse derselben alsdann bekannt zu geben. Meine Absicht ist es, diesen Weg zu beschreiten und somit könnte ich für heute meine Aufgabe als beendigt ansehen. Aber es gibt noch einen anderen Weg, durch dessen Beschreitung jener andere nicht ausgeschlossen wird und der den Vorteil hat, für mich jetzt schon gangbar zu sein. Er führt allerdings nicht durch die Alpen selbst, sondern durch die Karten und Beschreibungen, welche andere vor mir von denselben entworfen haben.

Privatim, zu meiner eigenen Belehrung, bin ich diesen Weg natürlich schon längst gegangen, aber ich will gestehen, dass ich kein Freund davon bin, private Wege als

öffentliche zu erklären, es sei denn, dass man sie für solchen neuen Zweck vorher ordentlich herrichte. Das ist aber mit besonderen Schwierigkeiten verknüpft. Man muss dabei das geistige Eigentum fremder Autoren in Anspruch nehmen oft gegen deren Willen, oft auch glaubt man im Interesse der Sache auf solches Eigentum verzichten zu müssen. In beiden Fällen erregt man leicht Unwillen. Die Hauptgefahr liegt aber darin, dass man auf fremdem Boden Wegkonstruktionen anlegt, die dieser nicht verträgt, so dass jene alsbald in sich zusammenstürzen. Dafür liesse sich gerade aus neuerer Zeit so manches warnende Beispiel anführen. Ich beabsichtige also im Nachfolgenden keineswegs eine kritische Besprechung der vorhandenen Literatur zu geben, sondern ich will nur das Tatsachen-Material aus derselben heraussuchen, welches für die Tektonik von Wichtigkeit ist, um zu sehen, ob es mit meiner Auffassung in Uebereinstimmung gebracht werden kann oder nicht.

Ich will dabei so vorgehen, dass ich zuerst innerhalb der Alpen zwischen Rhone und Aare den Spuren der fünf steilen Nord-Ueberschiebungen und dann denen der Süd-Ueberschiebungen in der Literatur nachgehe.

1. Die Gurnigel-Nordüberschiebung.

Aus Blatt XII und XVII der geol. Karte der Schweiz geht sehr deutlich hervor, dass diese Schubfläche zwischen dem Thuner- und Genfer-See überall die Grenze zwischen der Molasse und den älteren Gesteinen der Alpen bildet und dass auf ihr diese über jene geschoben worden sind. Sie beginnt im Osten beim Orte Mettlen zwischen Blumenstein und Wattenwyl, läuft in weit gespanntem Bogen westwärts über Gurnigel und Fettbad nach Kloster an der Sense, von hier zieht sie sich mit starker Krümmung nördlich und westlich um die Berra-Kette herum bis Morlon an der Sarine und Bulle, umgeht dann mit einem dritten Bogenstück den Moléson und erreicht endlich bei Montreux das Ufer des Genfer Sees. Mit reiner OW-Richtung beginnend hat sie sich schliesslich in vollkommene NS-Richtung umgedreht.

Der unmittelbare Kontakt zwischen den alpinen Gesteinen und der Molasse ist nirgends aufgeschlossen, aber da die Grenzlinie, wo sie Höhenzüge quert, stets eine lokale bogenförmige Ausbiegung nach Norden bezw. Westen macht, so geht daraus ziemlich sicher hervor, dass sie

einer nach aussen ansteigenden Grenzfläche entspricht, also einer steilen Ueberschiebung wie bei Gurnigel.

Die Molassebänke fallen überall gegen die Ueberschiebungsfläche ein und zwar in der Nähe des Kontaktes häufig mit 40—45°, sie verflachen aber je weiter man sich von demselben entfernt, werden schliesslich ganz horizontal und nehmen später sogar ein entgegengesetztes Einfallen an. Sie bilden also einen flachen gewölbten Rücken, dessen Achse in wechselnden Entfernungen von 3 bis 6 km der Kontaktlinie folgt. Gilliéron hebt aber ausdrücklich hervor, dass es ausserdem noch Unregelmässigkeiten in der Lagerung gibt, die er auf Verwerfungen zurückführt.

2. Die Gantrisch-Nordüberschiebung.

Auch diese Ueberschiebungsfläche erkennt man auf den angeführten Karten-Blättern in ihrem Verlauf sehr leicht. Sie beginnt im Osten bei Blumenstein, läuft in einem Bogen über Bad Schwefelberg, den Schwarzen See im Tal der Warmen Sense, Charmey und Gruyères nach Montreux. Dass sie einer gegen die Alpen einfallenden Verwerfungsfläche entspricht, erkennt man bei ihr noch leichter als bei der Gurnigelspalte, weil die Anhöhen, die sie quert, bedeutend höher sind und die Ausstrichlinie da jedesmal eine noch deutlichere nach aussen gekrümmte Kurve beschreibt. Trotz der Aehnlichkeit ihres Verlaufes sind diese und die Gurnigel-Linie doch keineswegs parallel und ihr Horizontal-Abstand schwankt zwischen $^1/_2$ und 7 Kilometer. Ihre geringsten Abstände liegen ganz im Osten und im Süd-West, ihr grösster Abstand ungefähr mitten drinnen. Den von beiden eingeschlossenen Gebirgsstreifen habe ich als die *Gurnigelzone* bezeichnet, doch könnte man sie ebensogut die Berra-Zone nennen. An ihrem Aufbau beteiligt sich die Molasse nicht mehr und das an der Oberfläche vorherrschende Gestein ist der Flysch, dessen Unterlage im Osten die Jura- und Triasriffe bilden. Im Westen hingegen, etwa von der Berra an, liegt der Flysch normal auf der Kreide (Seewenschichten, Aptien (?) und Neocom) und diese auf oberem Jura (Tithon bis herab zur Transversarius-Zone), welche in nach aussen überkippte Falten zusammengeschoben sind, so dass Neigung der Schichten nach innen vorherrscht. Wo der Flysch darüber noch vollkommen erhalten ist, führt diese gleichförmige Neigung seiner Schichten leicht zu einer Ueberschätzung seiner

Mächtigkeit, wenn man die Wiederholungen desselben durch die Faltung übersieht.

Bemerkenswert ist es, dass diese Zone keine gleichartige Faciesentwickelung besitzt, dass Kreide und oberer Jura im Osten ganz fehlen und statt dessen Riffstruktur in der Unterlage des Flysches besteht, die im Westen hinwiederum nicht vorhanden ist. Das beweist, dass zwischen den praealpinen tektonischen Störungen und der jungmiocänen Nordüberschiebung keinerlei kausaler Zusammenhang besteht.

3. Die Gastlose-Nordüberschiebung.

Sie beginnt im Osten bei Reutigen, läuft über Bad Weissenburg, Aebi- und Klus-Alp, die Nordwestseite des Gastlose, Rocher de la Raye und Laitmaire nach les Granges bei Château d'Oex und von da über die Nordabdachung des Mont d'Or und der Kette des Tour d'Aï über Corbeyrier in das Rhônetal zwischen den Stationen Roche und Aigle. Auch diese Schubfläche ist mit einer durchschnittlichen Neigung von 45° gegen die Alpen gesenkt und beschreibt einen nach Aussen konkaven Bogen. Ihr Abstand von der Gantrisch-Linie misst 4—15 km und die grösste Entfernung beider liegt zwischen dem Moléson und Château d'Oex. Den von ihnen eingeschlossenen Gebirgsstreifen habe ich als die Zone der *Gantrisch- und Stockhornkette* bezeichnet, weil er im Osten in der Tat nur aus diesen zwei Schichtenfalten besteht, an deren Aufbau sich Trias, Jura, Kreide und Flysch beteiligen. Aber gegen Westen treten bei zunehmender Breite dieser Zone auf ihrer Aussenseite noch einige Gewölbe hinzu.

Das Stockhorngewölbe sahen wir im Profil 1 die Klamm bei Bad Weissenburg kreuzen, bei Luchern in Profil 3 nördlich der Klusalp nach Westen fortsetzen zum Südgehänge des Vanil noir und Mont Cray bei Château d'Oex. Bei Rossinières scheint es sich mit dem Gantrisch-Gewölbe zu vereinen. Dieses beginnt im Norden des Stockhornes und sein triasischer Kern liegt am Nordfuss jenes Berges bei der Bach- und Wallalp. Er zieht sich von da über Morgeten, Gantrischalp, Hürlisboden und den Nüschelsbach nach Jaun, folgt dem gleichnamigen Bache eine Strecke weit abwärts, streicht dann links über die Höhen in die obere Vallée de Montélon, den Lac de Condrotz auf der Westseite des Vanil noir und Mont Cray nach Rossnières und nach Ver-

einigung mit dem Stockhornsattel zu einem weiter über den Col de Chaudes ins Tal der Tinière, das bei Villeneuve ins Rhônetal einmündet.

Dem Gantrischsattel ist schon ganz im Osten stets auf seiner Nordseite eine Mulde angelagert und die Gipfelschichten des Gantrisch (nicht mit der vorhin erwähnten Gantrischalp zu verwechseln, die 8 km davon entfernt liegt), gehören dem Nordflügel dieser Mulde an, die auf den Flysch der Gurnigelzone geschoben ist. Dieser Flügel folgt dem Sattel nach Westen bis zum Schwarzensee, dort aber legen sich seine Schichten nach NW so weit um, dass sie zu einem neuen Sattel werden, der nun vor der Gantrischfalte liegend ihr parallel folgt über Charmey bis Gruyères. Zwischen ihm und dem Gantrischsattel liegt beide verbindend die breite Kreidemulde der Körblifluh und des Mt. Brennigard. Gegen SSW senkt sie sich, schliesst auch noch einen Flyschkern ein und bildet die breite Talmulde der oberen Sarine bei Grand Villard und Albeuve. Weiter im SW entsteht in ihr ein kleiner Sattel, der die breite Mulde in zwei zerlegt, nämlich in die des Rochers de la Naye und die von Allière. Dieser Zwischensattel ist gewissermassen eine Fortsetzung des Gantrischgewölbes und erreicht bei Veytaux den Genfersee.

Der Aussensattel, den wir vom Schwarzensee bis Gruyères verfolgt hatten, setzt sich über den kleinen Moléson und den Mt. Molard bis Montreux fort, zerlegt sich dabei aber durch das Auftreten einer Zwischenmulde in zwei Sättel. Diesem Sattel von Gruyères legt sich dann noch nach aussen eine Mulde vor, die den Moléson bildet.

Während also im Osten in der Gantrischzone nur zwei Sättel und zwei Mulden liegen, haben wir hier an ihrem westlichen Ende gerade die doppelte Zahl. Ich habe diese Einzelheiten, die nicht nur aus der Karte, sondern auch aus den von SCHARDT veröffentlichten Profilen deutlich herauszulesen sind, deshalb so ausführlich berührt, um klarzulegen, dass die drei bisher beschriebenen Ueberschiebungsflächen keine Faltenverwerfungen sein können, denn sie laufen mit keiner Falte genau parallel, sondern schneiden dieselben, wenn auch unter sehr spitzem Winkel. Darum ist jedes Suchen nach ausgequetschten Mittelschenkeln hier ein ganz fruchtloses und dies um so mehr, als die Falten selbst zumeist stehende sind und nur selten eine schwache Ueberkippung nach aussen zeigen.

Die Gantrisch-Ueberschiebung besteht ganz im Osten

bei Blumenstein aus zwei Schubflächen und infolgedessen liegt der nördliche Muldenflügel dort doppelt. Das Gleiche kommt, aber in viel ausgedehnterem Masstabe, bei der Gastlose-Ueberschiebung vor, wie das aus Profil 2, 3 und 7 deutlich hervorgeht.

Oberflächlich unterscheidet sich die Gurnigelzone von der Gantrisch-Stockhornzone recht auffällig durch das Vorwalten des Flysches, aber das kommt nicht davon, dass der Flysch in der Gantrisch-Stockhornzone nicht zum Absatz gelangt wäre, sondern davon, dass hier die Gebirgsfalten sich höher gehoben haben, sodass der Flysch meistens ganz der Erosion zum Opfer gefallen ist. Wo diese Hebung nicht so bedeutend war, da stellt sich sofort auch der Flysch in beträchtlicher Mächtigkeit ein.

4. Die Wildstrubel-Nordüberschiebung.

Zwischen dem Pommerngrat und Iffigen habe ich den Verlauf dieser Verwerfungslinie auf Skizze Taf. III genau festgelegt. Ischer, in seinen Faltenideen befangen, hat sie nicht erkannt und auch Schardt (Eklogae II 5, 1892) bezeichnet den Kontakt der Kreidefalten, die wie über die Klippen und den Niesenflysch herübergelegt erscheinen, als eine „énigme“ und meint, s'il y a une faille ce n'est pas à la surface dans les terrains sédimentaires qu'il faut la chercher, mais dans la profondeur soit dans les terrains cristallins. Diesem schwer verständlichen Gedankengang hat er in einem Profil (Pl. 14, Fig. 1) Ausdruck zu geben versucht, der aber den tatsächlichen Verhältnissen nicht gerecht wird.

Ohne besondere Schwierigkeit lässt sich diese Ueberschiebung vom Fizer im Osten über Iffigen, den Hintergrund des Tales von Lauenen und Gsteig bis Ormont-dessus und Taveyanaz verfolgen. Da bei Rochers du Vent endet plötzlich das der helvetischen Kreide vorgelagerte Eocän, das infolge der Nordüberschiebung auf Dogger, Lias und Trias geschoben ist, in einer Höhe von ungefähr 1900 m. Die Ueberschiebungsfläche ist hier nur ungefähr 25° nach SO geneigt und so sollten wir erwarten, dass sie sich in das Tal der Avençon herabzieht und dass das ganze jenseitige Talgehänge, das sich bis zur Höhe der Argentine erhebt, aus Eocän und helvetischer Kreide bestehe. Das ist aber nicht der Fall. Vielmehr treffen wir sonderbarerweise in der Tiefe des Tales und von da auf dem jen-

seitigen Gehänge bis fast 300 Meter ansteigend Neocom in der Cephalopoden- oder sog. Freiburger Facies, ähnlich wie wir es in den Stockhorn- und Gantrischketten schon kennen gelernt haben und wie es insbesondere in gleicher Weise nach den Angaben Renevierrs (Lief. XVI der geol. Karte der Schweiz 1890, S. 259) bei Châtel-St. Denis und den Voirons vorkommt, nur mit dem Unterschied, dass hier das Gestein etwas stärker gepresst und deshalb verändert erscheint. Dieses Neocom ist aber sonst ein Fremdling in der helvetischen Facies, und auch hier befindet es sich in ganz absonderlichen Lagerungsverhältnissen. Es wird nämlich im Süden von Eocän über- und im Norden von demselben unterlagert. Renevier hat dies in seiner Karte des Muveran 1875 nicht ganz richtig dargestellt, dann aber 1890 (l. c. S. 218, 258 und 449) festgestellt, dass trotzdem er es sich gar nicht erklären könne, der Flysch und das Eocän bei le Châtel wirklich unter dem oberen Jura und dem Cephalopoden-Neocom liegen. Für uns, die wir nun wissen, dass die Freiburger Kreidefacies von Norden über die helvetische Kreidefacies geschoben wurde und dass dann erst die kräftige Faltung in den Berner Hochalpen, deren westliches Ende der Muveran ist, begann, haben die von Renevier mit Widerstreben erkannten aber mit Objektivität beschriebenen Tatsachen nichts verwunderliches mehr. Der ganze Zug von Freiburger Neocom, der bei Cheville im Osten beginnt, über Bovonnaz bis Châtillon bei Javernaz sich erstreckt, bei Le Châtel und dem Tour de Duin noch einige isolierte westliche Vorposten besitzt und bei Javernaz noch einen Teil seiner ursprünglichen jurassischen Unterlage besitzt, ist eine Deckschuppe, die später in die Schichtenmulden des Muveran-Massives mit eingefaltet wurde und jetzt deren innerste Kerne bildet. Renevier nahm allerdings an, dass das Eocän, welches diesen Neocom-Zug gegen Süden begrenzt und das sich in hohen Wänden mit senkrechter oder sogar überkippter Schichtenstellung über den Neocom-Hügeln erhebt, durch eine normale Verwerfung von diesem getrennt sei. Er hat diese Verwerfung auch bei Cheville (l. c. Fig. 85, S. 384) abgebildet, aber man erkennt wohl, dass er sie, weil vom Schutt bedeckt, als Verwerfung nicht gesehen und nur deshalb vermutet hat, weil er sich die Berührung so altersverschiedener Ablagerungen anders nicht erklären konnte. Wäre wirklich eine gewöhnliche Verwerfung vorhanden, dann könnte das Frei-

burger Neocom nicht stetsfort an Eocän angrenzen, sondern müsste bei dem gefalteten Zustand der helvetischen Kreide auch einmal an eines ihrer Glieder anstossen. Das kommt jedoch nicht vor uud darin liegt ein Fingerzeig, dass jenes Neocom auf das Eocän geschoben worden ist, als letzteres noch annähernd horizontal lag und die tieferen Kreideschichten noch nicht entblösst waren. Dass es zuerst beim Schub und später bei dieser Einfaltung stark gepresst worden sein muss, ist einleuchtend und erklärt seine von Renevier konstatierte petrographische Eigenart.

Wir verstehen jetzt auch, weshalb die Wildstrubel-Nordüberschiebung am Rochers du Vent so plötzlich endet. Sie ist abgeschnitten durch eine Verwerfung, die am Südfuss der Steilwände der Diablerets in ost-westlicher Richtung, annähernd dem Laufe des Avençon bis Bex folgend, hinläuft (s. Profil 1, Taf. VI).

Wenn man die Falten der Diablerets mit denen des Muveran vergleicht, und dabei den Triassattel unter dem Mont Gond mit dem Sattel des Haut de Cry identifiziert, dann ergibt das eine Sprunghöhe von etwa 1000 Meter, um welche das Muveran-Massiv an der Verwerfung abgesunken ist. Der Verlauf der Verwerfung tritt auf Reneviers Karte mit voller Klarheit hervor. Sie läuft am Südrand des Rochers du Vent ostwärts bis Montbas (Profil 3, Taf. VI), biegt dort im rechten Winkel nach Süden um und folgt dem Laufe der Liserne im Val de Treis Coeurs bis Ardon im Rhonetal. Orographisch ist sie durch die hohen Steilwände des östlichen Gebirges und durch die tiefe Talfurche aufs deutlichste angedeutet, die in so merkwürdiger Weise hier die hohe Kette der Berner Hochalpen durchschneidet.

Lugeon hat die Bedeutung dieser Verwerfung jedenfalls sehr unterschätzt und wahrscheinlich davon ausgehend, dass Renevier auf seiner Karte den Jurakalk des Haut de Cry-Sattel bei Ardon mit dem des Mont Gond-Sattels verbunden hat, nimmt er an, dass der liegende Mont Gond-Diableret-Sattel über dem des Haut de Cry gelegen und das ganze Muveran-Massiv einstmals bedeckt habe. Einen Beweis für diese Annahme ist er uns freilich schuldig geblieben, und dass die Abgrenzung, welche Renevier bei Ardon dem Jurakalk gegen das Neocom gegeben hat, nicht ganz richtig sein kann, leuchtet beim Vergleich mit dem gerade dort eingetragenen Fallzeichen wohl jedem ein.*)

*) Neuere Mitteilungen Lugeons bestätigen diese Annahme.

Wenn die Wildstrubel-Nordüberschiebung vom Rochers du Vent aus gegen Westen weiter fortsetzt, was wohl unbedingt angenommen werden muss, dann ist sie mit dem Muveran-Massiv in die Tiefe gesunken und entzieht sich deshalb auf der Strecke bis Bex der Beobachtung. Denn in dieser Richtung verläuft die jüngere hakenförmige Verwerfung des Liserne-Avençon-Tales.

Nachdem wir uns somit über den Verlauf der Wildstrubel-Ueberschiebung vom Pommerngrat westwärts bis zur Rhone verständigt haben, wollen wir ihr nun gegen Osten nachgehen. Bis zum Fizer ist ihr Verlauf direkt aus Ischers Karte abzulesen, aber dann hört diese Sicherheit auf und die geologischen Angaben der Karten sind tektonisch sehr schwer verständlich. S. 74 ist jedoch der mutmassliche Verlauf derselben durch das Engstligental bereits begründet worden.

5. Der Bau der Schuppen-Zone.

Das Bezeichnende für die Gebirgszone zwischen der Gastlose- und der Wildstrubel-Nordüberschiebung liegt darin, dass die von Norden stammende Schubdecke schuppenförmig übereinander geschoben ist und ich halte deshalb den Namen Schuppen-Zone für recht gut. Ihre Breite schwankt zwischen 11 und 25 Kilometer. Die grösste Breite liegt in der Richtung Zweisimmen-Lenk, wo wir sechs Schuppen unterscheiden konnten.

Wir wollen jetzt deren Verbreitung über das ganze Gebiet dieser Zone verfolgen. Hierbei sind einige Tatsachen im Auge zu behalten, deren Verkennung leicht zu Irrungen führen könnten. Erstens hat der Verlauf der zwei diese Zone meist begrenzenden Nordüberschiebungen (3 und 4) keine direkte Beziehungen zur Ausdehnung der Schuppen. Es besteht keine Parallelität zwischen diesen beiden verschiedenartigen tektonischen Gliedern. Zweitens laufen mehrere jüngere Längsverwerfungen durch diese Zone, durch welche die von ihnen durchschnittenen Teile der Schubdecken in verschiedene Höhenlagen gebracht worden sind. Man muss sich hüten die einzelnen Teile für besondere Schuppen zu nehmen, wodurch ihre Anzahl grösser würde als sie wirklich ist. Drittens sind die Schubflächen nachträglich in ihrer Streich- und Fallrichtung verbogen worden. Letztere ist in der Nähe der Wildstrubel-Verwerfung meist deutlich sattelförmig auf-

gebogen, erstere zeigt sowohl gegen das Rhonetal als auch gegen den Tuner See hin eine deutliche Senkung.

Wir beginnen mit der obersten — der *Hornfluh-Schuppe*, die gegen Norden überall bis an die Gastlose-Ueberschiebung heranreicht. In Nordosten endet sie bei Oberwyl im unteren Simmental und ihre Südgrenze verläuft von dort über das Niederhorn, die Munt- und Kunigalm, Bettelried, die Hornfluh, Gstad, den Südabhang der Gummfluhkette und endet im Tal von Ettivaz an der Gastlose-Ueberschiebung. Sie hat also eine Länge von 33 Kilometer und eine Breite von im Maximum 13 Kilometer. Ohne Rücksicht auf ihre Schubfläche, welche stets gegen Süden ansteigt, haben die Gesteinsschichten, aus denen sie besteht, einfache muldenförmige Lage und der Nordflügel, soweit er an die Gastlose-Ueberschiebung angrenzt, kann als der südliche Flügel eines Sattels aufgefasst werden, der sich unmittelbar an die Stockhornfalte angeschlossen hat.

Die *Spielgerten-Schuppe* reicht von Wimmer, wo sie in das Gebiet der Freiburger Voralpen von Osten her eintritt, ebensoweit nach SW wie die Hornfluhschuppe. Gegen Süden zieht ihre heutige Grenze am Südfuss der Burgfluh hin ins Dientigental, biegt von dort auf der Ostseite um das Twiertenhorn und kommt wieder ins Dientigental, von wo sie den Steilabfällen des Rothorn, Spielgerten und der Mieschfluh folgend das obere Simmental bei St. Stephan quert, über den Amselgrat nach Gstad im Saanental und am Südsee der Gummfluhkette entlang das Ettivaztal erreicht, um dort an der Gastlose-Ueberschiebung zu enden.

Ihr Bau ist einfach und zeigt vorwiegend schwache nördliche Neigung der Schichten. Mit ihrer jurassischen oder auch triasischen Unterlage liegt sie auf dem Flysch der *Niesenschuppe*.

Diese hat die grösste Längsertreckung, denn sie zieht sich von NO nach SW, also etwa 65 km weit, von dem einen bis zu dem entgegengesetzten Ende der Freiburger Voralpen. Ihr Südrand beginnt bei Reichenbach, verläuft über Fruttigen, Adelboden, Hahnenmoos, Lenk, Lauenen, Gsteig, Col de Pillon und Tavayannaz nach Bex im Rhônetal. Zwischen Gsteig und Tavayannaz stösst sie unmittelbar an die Wildstrubel-Verwerfung an. Im Norden taucht sie zwischen Wimmer und dem Tal von Ettivaz unter die Spielgerten-Schuppe unter, von da weiter nach Westen bis zum Rhônetal ist ihre Nordgrenze die Gastlose-Nordüber-

schiebung. So weit sie zu Tage liegt, misst ihre Breite 6 bis 12 km und hat im Westen ihr Maximum. Ihr Schichtenbau ist im allgemeinen ein flach welliger, und nur im Gebiet der Tour d'Ay-Kette sind die Schichten zu zwei hohen etwas nach Norden überkippten Gewölben zusammengefaltet.

Die drei Lenker Schuppen treten nur da zu Tag, wo die sie überlagernde Niesendecke nicht ganz bis zur Wildstrubel-Nordüberschiebung heranreicht, also von Osten her bis Gsteig. Ausserdem kommt die oberste derselben — die Willisdecke — noch zwischen Ormont-dessus und -dessous als Fenster rings von der Niesendecke umsäumt zum Vorschein. So wenigstens muss ich die Eintragungen auf der geologischen Karte verstehen. Am NW-Fuss des Chamossaire hängt dieses Fenster mit den Schichten zusammen, welche die Oberfläche aller Gehänge westlich und südlich des Chamossaire zwischen dem Grande Eau, der Gironne und Avençon bilden.*)

Die Niesendecke, welche die Höhen des Chamossaire krönt, streicht dort aus und die Willisdecke kommt unter ihr zum Vorschein, (Profil 2, Taf. VI) senkt sich aber langsam gegen Westen und erreicht bei Ollon den Boden des Rhonetals. Zu ihr gehören auch die Felsenwände von St. Triphon mitten in den Tal-Alluvionen. Der Flysch der darunterliegenden Decke senkt sich natürlich mit ihr, er ist aber durch sie völlig bedeckt und schaut nur unterhalb Antagne im SO von Ollon am Gehänge etwas hervor. Er entspricht wahrscheinlich der Oberen Laubhorndecke, ob aber hier im Westen auch noch wie weiter im Osten die zwei Laubhorn-Schuppen entwickelt sind, lässt sich nicht feststellen, doch werden wir im nächsten Kapitel sehen, dass die Existenz mindestens einer derselben gesichert erscheint.

Die *Unterlage dieser Schuppen*, soweit sie erschlossen ist, besteht aus eocänem Nummulitenkalk und Kreide in helvetischer Facies. Das gilt aber nur für Lauenen und Lenk. Wie weit diese Faciesausbildung unter den Schuppen nach Norden vordringt, ist völlig unbekannt.

Aus einem Vergleich der stratigraphischen Verhältnisse innerhalb der Schuppenzone ergibt sich die bemerkenswerte Tatsache, dass während im Osten überall die Riff-

*) Siehe die neuere Arbeit von Ch. Sarasin und Collet. Archives d. sc. phys. et nat. T. 24 Genf.

struktur entwickelt ist, im Westen dies nicht mehr so allgemein der Fall und in der Tour d'Ai-Kette der Jura ganz regelmässig entwickelt ist und nur das Neocom darüber fehlt. Es geht daraus hervor, dass die Riffbildung hier im Osten nur zufällig mit der Deckenbildung zusammenfällt und dass die Nord-Ueberschiebungen ganz ohne Rücksicht auf diese viel älteren Vorgänge ihren Weg genommen haben.

Die nicht unbedeutende Verwerfung im Süd der Grande Eau hat den südlichen Teil der Niesendecke auf die Höhe des Chamossaire gehoben und die Willisdecke in Kontakt mit den Falten der Tour-d'Ai-Kette gebracht, so dass man leicht versucht sein könnte sie für deren unmittelbare Fortsetzung zu halten. Nach SARASIN liegt die Jurabreccie am Chamossaire unmittelbar auf der Trias, während in dem Grande Eau-Sattel noch Lias vorhanden, aber der Dogger in der Mytilusfacies entwickelt ist, was immerhin auf die Nähe der Breccienfacies schliessen lässt.

6. Der Bau der Berner Hochalpen.

Wir haben im Bau dieser Ketten in der Wildstrubelregion das basale Gebirge und eine dünne darüber liegende Decke unterschieden. Letztere besteht aus Dogger und Malm, ersteres aus Eocän, Kreide in helvetischer Facies, Jura, der stets durch oberen Jura und meist Dogger, manchmal auch noch durch Lias vertreten ist, darunter liegen Trias in sehr schwacher Entwickelung und dann krystallinische Gesteine oft noch mit einer Auflagerung von Carbon.

Diese Schichten sind überall gefaltet und jede Falte ist nach Norden oder Westen überkippt. In der Wildstrubelregion sind nur zwei Falten zu sehen und sie streichen ungefähr parallel zur Wildstrubel-Nord-Ueberschiebung. Gegen Westen mehren sich aber die Falten und zugleich drehen sie sich immer stärker, je weiter sie nach Westen reichen, im Streichen nach Süden um. Infolgedessen werden diese Falten dort von der Wildstrubel-Ueberschiebungsspalte unter spitzem Winkel abgeschnitten. Man erkennt das leicht aus der geol. Karte XVII. Vom Mont Gond bis zu den Diablerets kann man schon 4 Falten auseinanderhalten, die nicht nur sich im Streichen schon stark gedreht haben, sondern auch viel stärker überkippt, z. T. schon ganz liegend sind. Die eocänen Muldenkerne sind dort vollständig nur noch in den äussersten Falten

erhalten, in den höheren südlichen meist bis auf die tiefsten Teile schon abgetragen.

Dieses klare tektonische Bild ist aber vielfach verdunkelt durch grosse, streichende und transversale Verwerfungen. Eine der bedeutendsten ist die hakenförmige von Ardon-Montbas-Cheville, auf welcher das Muveran-Massiv eine starke Senkung erfahren hat. Lugeon kennt sie, wie es scheint, nicht, oder vielmehr da, wo sie gar nicht übersehen werden kann und auch schon von Renevier klar und deutlich als vertikale Verwerfung eingezeichnet ist, denkt er sie sich als eine ganz flache Ueberschiebung bezw. Ueberfaltung. Ich muss hier konstatieren, dass seine ganze Auseinandersetzung, die er 1902 (S. 728 u. f.) gegeben hat, auch nicht den geringsten Beweis für die Lagerung seiner Nappe des Diablerets über der Nappe de Morcles gebracht hat. Sie stützt sich eigentlich nur darauf, dass das Neocom mit Cephalopoden im Tal der Avençon am Fusse der Diableretsfalten liegt; dass aber diese Falten wirklich nach Süden über jenes Neocom sich herauflegen, ist nirgends zu beobachten und insoweit ist diese Annahme eine reine Hypothese. Wer diese Vermutung aufrecht erhalten will, hätte jedenfalls die Aufgabe zu zeigen, dass Reneviers Karte in der Umgebung von Montbas unrichtig ist, denn aus dieser Karte und den dazugegebenen Profilen kann nur auf eine vertikale Verwerfung geschlossen werden, wie dies Renevier selbst auch wirklich getan hat.*)

Die Achsen der Falten im Muveran-Massiv streichen alle von NO nach SW und erst von der Dent de Morcles an drehen sie sich nach Süden um. Aber sie liegen nicht horizontal, sondern senken sich alle gegen NO. Das ist eine natürliche Folge der Senkung, die das ganze Massiv nachträglich auf jener hakenförmigen Verwerfung von Cheville erlitten hat, und dementsprechend sehen wir die ältere Unterlage der Kreide- und Juraschichten, nämlich das Carbon und dessen krystallinische Basis nur im SW aufgeschlossen, wo sie bei dem merkwürdigen Knie des Rhônetales in 2000 Meter hohen Wänden über die Talsohle anfragen. Darauf liegt in Höhen von 2200 Metern eine liegende Mulde von Eocän-, Kreide- und Juraschichten,

*) Nachträglich erst erhielt ich den Bericht über Lugeons Vortrag (1907 Freiburg), worin er verschiedene Irrtümer in Reneviers Karte bespricht. Ob diese Korrekturen für die Annahme der Ueberlagerung der Morcles-Falten durch die des Mont Gond etwas beweisen, kann ich aus diesen Angaben nicht ersehen.

die sich nach Westen öffnet und deren liegender Flügel sich von jener Höhenlage rasch mit steiler Flexur bei Morcles um 1800 Meter bis auf die Sohle des Rhônetales herabsenkt und dort von Bains de Lavey an mit flacher Neigung langsam talaus zieht. Der hangende Flügel hingegen zieht sich von der Dent de Morcles mit stetigem Verlust an Höhe in nordöstlicher Richtung über die Savolaires bis zur Argentine. Dort biegt er sich sattelförmig zweimal in die Höhe und jedesmal auch wieder muldenförmig um, und dieses Spiel wiederholt sich dann noch etwa dreimal bis zum Lac de Derborence und Montbas. Im ganzen stellen somit diese Schichten ein System von 6 liegenden Falten dar, von denen diejenige der Dent de Morcles die unterste, die von Montbas die oberste ist, aber gleichwohl liegt letztere um 600 Meter tiefer als erstere. Es erklärt sich das, wie schon gesagt, aus der nachträglichen, einseitigen Einsenkung des Muveran-Massives an der Cheville-Verwerfung im NO, wodurch die Falten-Achsen alle eine nach NO geneigte Lage erhielten. In den Muldenkernen der untersten dieser Falten ist jene S. 98 beschriebene Schubdecke von Jura und in der Cephalopodenfacies entwickeltem Neocom eingeschlossen, an den oberen zwei fehlt sie. Kleine triasische Inselreste einer zweiten höheren Schubdecke sind auch noch, aber nur in sehr kleinen Partien, über dem Neocom vorhanden bei Sergnement, Bovonnaz und Pré des Cornes.

Im Norden und Osten der Cheville-Verwerfung setzen die Morcles-Falten im Mont Gond und in den Diablerets weiter nach NO fort, doch befinden sich alle in erheblich höherer Lage. Bedeutend jüngere Verwerfungen machen es mir unmöglich, ihre Fortsetzung bis zu den zwei grossen Falten des Wildstrubel- und Laufbodenhornes im einzelnen zu verfolgen, weil auf Ischers Karte diese Verwerfungen nicht eingetragen sind. Aber soviel kann aus derselben ersehen werden, dass die äussersten Falten der Diablerets nicht bis zum Laufbodenhorn fortstreichen, sondern vorher schon von der Wildstrubel-Nordüberschiebung abgeschnitten werden. Es scheinen diese Falten gegen Osten erheblich steiler zu werden und zugleich stellen sich am Sexrouge und Ravilhorn die äussersten Vorposten der Wildstrubeldecke ein, die als solche auch schon auf Ischers Karte recht deutlich erkannt werden kann. Besonders am Gemmi-Pass und seinen Zuwegen tritt ihre Schubfläche klar hervor.

Sie beginnt (s. S. 74) auf der Varneralp in Höhen von über 2200 m, zieht über Trubeln und Lämmernalp bis zur Klus oberhalb Kandersteg in einer Höhe von 1200 m. Die Ueberschiebungsfläche ist durchaus nicht eben, aber im allgemeinen flach nach Norden gesenkt. Auf ihr sind alle nördlichen Wildstrubelfalten über das Eocän geschoben, welches selbst auf Kreide und dem Jura von Leukerbad und dem Balmhorn ruht. Nach der neuen geologischen Karte von Gerber, Helgers und Trösch kann es nicht zweifelhaft sein, dass diese Ueberschiebung über die Kander herübersetzt und dass auf ihr die Falten des Schilthornes über diejenige des Breithornes heraufgeschoben worden sind. Bezeichnend für diese flache Südüberschiebung ist wiederum, dass die Falten der Decke mit ihren untersten Schichten konstant auf dem Eocän oder den jüngsten Schichten der basalen Masse liegen und dass nach der Ueberschiebung alles noch einmal gefaltet und verworfen wurde.

Im Süden endlich wird sowohl diese Decke als auch ihr basales Gebirge durch die Rhonetal-Ueberschiebung jählings abgeschnitten und ein petrographisch recht fremdartiges Gebirge tritt an deren Stelle.

7. Zusammenfassung.

Wenn schon die vorhandenen geologischen Karten unter dem Einfluss ganz anderer tektonischer Vorstellungen aufgenommen worden sind, so hat sich doch ergeben, dass man ihre tatsächlichen Konstatierungen ohne Zwang mit derjenigen Auffassung in Uebereinstimmung bringen kann, zu der mich die Untersuchungen im Gebiete der Querprofile zwischen Gurnigel und Sitten geführt hat. An manchen Stellen allerdings musste ich auf eine genauere Durchführung der grossen tektonischen Linien verzichten, weil da die Karten sich als unsicher erwiesen und Spezialprofile nicht vorliegen. Aber ich glaube, dass, je weiter die Spezialaufnahmen sich ausdehnen werden, umso deutlicher die Tatsache hervortreten wird, dass neben den Faltungen zwei Systeme von Ueberschiebungen vorhanden sind, von denen ein älteres aus Süd-, ein jüngeres aus Nordüberschiebungen besteht. Die Faltungen fallen zeitlich teils vor, teils zwischen diese Ueberschiebungen und ausserdem folgten ihnen noch eine Reihe von normalen Verwerfungen nach, durch welche

sowohl die Faltungen als auch die Ueberschiebungen betroffen worden sind.

Alle Versuche, den Bau dieses Teiles der Alpen in das Schema eines einfachen, einheitlichen Bewegungsvorganges zu bringen, scheitern an der Vielgestaltigkeit der Schichtenanordnung.

III. Der Bau der nördlichen Schweizer Alpen.

In diesem Abschnitte will ich es versuchen, den Nachweis zu erbringen, dass der tektonische Grundriss der schweizerischen Kalkalpen von der Arve bis zum Rhein mit dem in den Freiburger- und Berner Alpen gut in Einklang steht.

A. Die Alpen zwischen Arve und Rhone.

Bei Montreux erreichen zwei Nord-Ueberschiebungen der Freiburger Alpen die Ufer des Genfer Sees und verschwinden unter dessen Wasserspiegel. Die südlichste derselben — die *Gantrisch-Verwerfung* — taucht aber auf dem jenseitigen Ufer zwischen Bouveret und St. Gingolph wieder auf eine Erstreckung von 4 Kilometern auf. Flysch und rote Molasse liegen da am Fusse des Gebirges des Grammont, dessen Gipfel 1800 m über dem Seespiegel aufragt und der aus den stark gefalteten Schichten der Trias, des Jura und der Kreide aufgebaut ist. Die Trias liegt direkt auf dem Flysch, der also von jener überschoben ist.

Oberhalb Thonon bei Armoy im Tal der Dranse erscheint dieser Flysch wiederum, gegen Süden von der Trias begrenzt, aber nur als kleiner Aufschluss.

Denn von Neuem verhüllt das mächtig entwickelte glaciale Diluvium alles Anstehende. Erst bei Cervens auf Blatt Thonon der franz. geologischen Karte tritt die Ueberschiebung wieder auf längere Erstreckung deutlich hervor. Die Trias ist über den Flysch geschoben. Jedoch hat die Ueberschiebungsfläche bereits ein fast rein nord-südliches Streichen angenommen und lässt sich bis Viuz en Sallaz verfolgen, wo sie neuerdings unter dem Diluvium verschwindet. Nach Art ihrer Einzeichnung auf Blatt Thonon ergibt sich für sie auf dieser Strecke ein ziemlich steiles Einfallen nach Osten. Am Südwestfusse des Môle bei

Bonneville erscheint diese Verwerfung abermals (siehe Lugeon 1896 T. III Prof. 10) mit einer Neigung von 20—30°. Sie hat sich also bereits etwas nach Südost umgebogen und läuft so bis zum Tal der Arve. Ob sie dort infolge der Ueberschiebung oder einer anderen späteren Verwerfung in Kontakt mit der Molasse gekommen ist, kann ich nicht beurteilen, doch erscheint ersteres als das wahrscheinlichere.

Die *Gurnigel-Verwerfung* ist von Montreux weg auf eine weite Erstreckung vollständig vom See und dem Diluvium verdeckt, wahrscheinlich aber erscheint sie wieder auf der Westseite der Voirons, wo die Jura-Kreide- und Flyschfalten gegen Westen über die Molasse geschoben sind. Sie hat hier ebenfalls bereits eine südwestliche Richtung angenommen und verläuft von Bonne im Menoge-Tal an vielleicht noch eine Strecke weit nach Südost bis Bonneville.

Das Gebirge zwischen diesen beiden Ueberschiebungsflächen entspricht also der *Gurnigel-Zone* der Freiburger Alpen und es besteht auch wie diese aus mehr oder weniger stark nach aussen überkippten Falten von Jura, Kreide und Tertiär. Aber ein Unterschied liegt darin, dass einerseits bei Bonneville die Kreide bereits die helvetische Facies angenommen hat und anderseits dem Flysch noch untere Molasse aufgelagert ist. Der Faciswechsel in der Kreide vollzieht sich also innerhalb des tektonischen Gliedes der Gurnigel-Zone zum Beweis dafür, dass eine bestimmte Faciesentwicklung nicht als Charakteristikum einer tektonischen Einheit gelten darf. Die Molasse ist in der Schweiz durchaus subalpin, hier aber greift sie deutlich in den Alpenkörper herein und zeigt uns, dass die äusseren Umrisse dieses Gebirges nach seiner ersten Geburt in oligocäner Zeit recht verschieden von den heutigen waren.

Die *Gastlose-Verwerfung* setzt von Osten her über das Rhonetal herüber und erscheint auf der linken Talseite bei Vionnaz, von wo sie auf den Col de la Basse herauf und nach Ville du Nant ins Tal der Abondance herabsteigt. Trotz des Höhenunterschiedes von etwa 1500 Meter beschreibt sie auf der Karte fast eine gerade Linie mit geringer Ausbauchung nach Norden, so dass sie jedenfalls sehr steil nach Süd einfällt. Ganz in ähnlicher Weise ist ihr weiterer Verlauf bis zur Pointe de Chalune, wo sie rach umbiegt und südwärts bis Matringe im Giffre-Tal und am Mont

Orchez vorbei ins Arvetal läuft, wobei sie allmählich eine Neigung von bis 60° nach Osten annimmt. Auf der von Lugeon angefertigten geologischen Karte, aus der ich diese Ablesungen gemacht habe, fand ich nur eine Stelle, die gegen diese Deutung spricht. Das ist das Tal von Charmy oberhalb Abondance. Hier soll sich der Flysch von Norden her tief unter die Breccie der Hornfluhdecke hereinziehen (siehe Fig. 42 S. 195 bei Lugeon 1896), so dass sich die Ueberschiebungsfläche nicht steil, sondern ganz flach nach Süden senken würde. In diesen basalen Flysch ist auch obere Kreide mit eingefaltet. Während aber im Nordwesten diese Falten regelmässig von NO nach SW streichen, bildet die Kreide in der einspringenden Bucht unterhalb der Hornfluhbreccie Züge, die von NW nach SO streichen. Ich schliesse daraus, dass diese mitsamt dem ihnen zugehörigen Flysch zu der Spielgerten-Schubdecke gehören, die unter der Hornfluhdecke liegt und die auch anderwärts unter derselben zum Vorschein kommt, während der nördliche Flysch von diesem durch die Gastlose-Verwerfung getrennt ist, die aber an den stark bewaldeten und von Schutt bedeckten Gehängen nicht leicht zu beobachten ist, weil eben auf ihr zufällig Flysch an Flysch stösst.

Alle Berge, die zwischen dieser von Vionnaz nach Orchez ziehenden Gastlose-Verwerfung und der bereits beschriebenen Gantrich-Verwerfung liegen, entsprechen tektonisch somit der *Gantrich-Stockhornzone* der Freiburger Alpen und wie dort bestehen sie aus einer Anzahl enger Falten, an denen sich Trias, Jura, Kreide und Tertiär beteiligen und die alle mehr oder weniger stark nach aussen überkippt sind.

Die *Wildstrubel-Verwerfung*, welche schon im Westen der Freiburger Alpen durch die Cheville-Verwerfung verdeckt wurde, ist auch im Westen der Rhone zunächst nicht festzustellen. Wahrscheinlich zieht die Cheville-Verwerfung von Massongez über Val d'Illiez zum Col de Coux. Die Art, wie nach Lugeons Spezialkarte Neocom und Schrattenkalk oberhalb Val d'Illiez an den Flysch angrenzen, ist nur durch die Annahme einer NO—SW streichenden Verwerfung erklärbar und dass südlich Col de Coux in der Ruvina negra wirklich im Flysch eine in ähnlicher Richtung streichende Verwerfung durchsetzt, hat E. Favre schon früher beschrieben und abgebildet. Lugeon stellte es zwar 1896 in Abrede, aber wenn man

sein Profil durch den Col de la Goléze (Fig. 38 S. 117 l. c.) betrachtet, dann wird es doch sehr wahrscheinlich, dass zwischen dem Schratten- und Nummulitenkalk im Süden und dem Flysch im Norden, in dem ein kleiner Kreidesattel liegt, eine Störung durchgehen muss. Sodann hat Lugeon selbst auf seiner Karte unterhalb dieses Col die Wildstrubel-Ueberschiebung eingezeichnet, die hier auf den steil nach Südwesten absinkenden Gehängen wieder zutage zu treten scheint. Auf einer nach SO einfallenden Fläche liegen auf dem Flysch abwechselnd und in direkter Berührung mit demselben Schrattenkalk, Gault und Seewenschichten. Die Dents Blanches und du Midi sind also nicht nur die unmittelbare westliche tektonische Fortsetzung der Wildstrubelketten, sondern sie sind auch wahrscheinlich wie diese, durch eine steile Nordüberschiebung von den Freiburger Voralpen getrennt, als welche die Berge des Chablais zu gelten haben.

Alles was zwischen ihnen und der Gastlose-Ueberschiebung liegt, gehört der *Schuppenzone* an und sehr leicht können wir darin erkennen erstens das *basale helvetische Gebirge*, das im Gebiet des Val d'Illiez vorherscht, im Rhonetal bis Muraz unterhalb Monthey nach Norden vorspringt, sich über den Col de Coux nach Samoëns zieht und westlich bis Taninges vorspringt; zweitens die *Spielgerten-Decke* und drittens die *Hornfluh-Decke*. Letztere beherrscht eigentlich die ganze Zone und die untere Decke tritt nur an einigen Stellen seitlich neben und im Innern fensterartig unter jener hervor. Solche Fenster liegen bei Charmy und Essert la Pierre oberhalb St. Jean d'Aulph, die randlichen Teile finden sich einerseits im Westen zwischen Haute Pointe und Taninges, anderseits im Val d'Illiez bei Culet, Pointe de l'Haut, und insbesondere bei Trévenensaz. In der Faciesentwicklung gleichen sich die Formationen der Decken im Chablais und in den Freiburger Alpen auffällig.

Die Südüberschiebung hat im Gebiete der Falten der Dents du Midi keine Spuren zurückgelassen, dahingegen findet man einzelne Zeugen auf den Flyschbergen, zwischen Giffre und Arve zerstreut besonders bei St. Sigismond.

B. Die Alpen zwischen Aare und Rhein.

Wir können dieses weite Feld im Osten der Freiburger Alpen hier nur in raschem Laufe durchwandern und um uns dabei nicht in Einzelheiten zu verlieren, werde ich mich auf den Nachweis nur der grossen tektonischen Züge beschränken.

1. Die Gurnigel-Nordüberschiebung.

Von jeher hat es das Erstaunen der Geologen erregt, dass die Alpen zu beiden Seiten des Thuner-Sees ein so verschiedenes geologisches Gepräge haben. Verlängert man die Grenzlinie zwischen Molasse und Flysch in der Richtung, in welcher sie die Freiburger Alpen umsäumt, gegen Osten, so gelangt man auf der rechten Talseite der Aare nach Thun. Dort aber liegt überall noch Molasse und man muss auf dem östlichen Seeufer 10 Kilometer nach SO fortwandern, bis man die nördliche Flyschgrenze erreicht. Man könnte versucht sein eine Querverschiebung anzunehmen, durch welche das ganze Gebirge im Osten um 10 Kilometer nach SO zurückgeschoben worden wäre. Vergebens aber späht man nach den Spuren einer solchen Störung weiter drinnen in den Alpen, wo sie sich doch auch geltend machen müsste.

Schon Studer hat (1853 Geologie der Schweiz II S. 377) angenommen, dass das flache Molasse- und Nagelfluh-Gewölbe von Diesbach bei Thun gegen Süden an streichenden Verwerfungen endet, durch welche die durchweg nach Süden einfallenden Nagelfluhbänke in das Niveau jenes Gewölbes gekommen sind, und dass also keine normale Schichtenfolge vorliegt, weil man sonst für die Molasse eine Gesamtdicke von 4000 m annehmen müsste. Auf Kaufmanns Profilen, die er in der 24. Lieferung zur geol. Karte der Schweiz 1886 veröffentlicht hat (Taf. 29 und 30), ist zwar der vergebliche Versuch gemacht alle Störungen in der Molasse auf einfache Faltung zurückzuführen, aber ohne jeden Zwang kann man eine Ueberschiebung in diese Profile eintragen, durch die das flache Gewölbe im Norden von der älteren Molasse im Süden überschoben worden ist. In einigen Profilen ist es nur eine, in anderen kann man auch zwei solcher Schubflächen wahrnehmen. Das Gleiche gilt für die Profile, die Gutzwiller für die Gegend weiter im Osten bis zum Rheintal gezeichnet hat. Diese im Mo-

lassegebiet von Altstädten bis Thun verlaufende Nordüberschiebung darf man wohl als die östliche Fortsetzung der Gurnigel-Ueberschiebung deuten, die ja selbst weiter im Westen jenseits des Genfer-Sees ebenfalls ganz in das Molassegebiet eintritt. Nach Osten zieht sie sich noch viel weiter fort durch Bayern und hat am Peissenberg und bei Miesbach bewirkt, dass die oligocäne flötzführende über die miocäne Molasse im Norden hinübergeschoben wurde. Ueberall liegt die Molasse vor dieser Grenzlinie sehr flach und zeigt stärkere Störungen nur in ihrer Nähe, während die Molasse im Süden dieser Linie steiler gestellt oder gefaltet ist und meist auch orographisch als ein höheres Hügel- oder Bergland erscheint. Die Gurnigel-Nordüberschiebung kann somit als die eigentliche Nordgrenze des Alpengebirges gelten.

Während aber zwischen ihr und der südlichen Gantrisch-Ueberschiebung im Osten nur Molasse sichtbar ist und wir den Untergrund nicht kennen, auf dem diese liegt, ist im Westen der Rhone dieser Untergrund teilweise durch Erosion entblösst und er besteht aus Flysch, Kreide in helvetischer Facies und Jura. In den Freiburger Alpen hingegen ist die Molasse entweder seither ganz der Erosion zum Opfer gefallen oder nie zum Absatz gelangt.

2. Die Gantrisch-Nordüberschiebung.

Ich habe diese Schubfläche von Blumenstein aus über Einigen nach Ralligen gezogen, ihr Verlauf ist aber keineswegs sicher, weil Moränen und der See weite Strecken verhüllen und wahrscheinlich zwei Querverschiebungen, die später besprochen werden sollen, den regelmässigen Verlauf unterbrechen. Aber für die Identität der Gantrisch-Schubfläche mit der Ueberschiebungsfläche im Osten des Sees, auf der bei Ralligen der Flysch über die Molasse zu liegen gekommen ist, spricht der Umstand, dass beide der Gurnigel-Linie am nächsten liegen und dass gegen Süden noch zwei weitere folgen, die dann naturgemäss der Gastlose- und Wildstrubel-Ueberschiebung entsprechen dürften. Sehr leicht ist es, auf jeder geol. Karte dieser Verwerfung nach Osten zu folgen, da sie stets die Südgrenze der Molasse bildet und so bis in die Ostalpen weitergeht. Früher war man im Gegensatz zu B. Studer meist geneigt, diese Ueberschiebung für eine Ueberfaltung anzusehen, so dass also der Flysch in überkippter Lage-

rung auf der ebenfalls überkippten unteren Molasse läge. Ich habe für die Gegend bei Wesen bereits 1898 darauf hingewiesen, dass dort keine Ueberfaltung, sondern eine steile Nord-Ueberschiebung vorliegt (Das tektonische Problem der Glarner Alpen Taf. VIII pag. 7.), und ich freue mich, dass sich die jüngere Generation von Geologen neuerdings auch zu dieser Ueberzeugung durchgerungen hat. Wenn wir jedoch nach Osten dieser Verwerfung über den Rhein folgen, dann geht der Charakter einer Ueberschiebung bald verloren und die Verwerfungsspalte nimmt meist saigere Stellung an. Gleichwohl ist stets das Gebirge im Süden derselben höher gehoben und grenzen ältere Sedimente an jüngere im Norden an.

Ich begnüge mich hier damit auf diese auffällige Tatsache hingewiesen zu haben. In Verbindung gebracht mit der flachen Neigung, welche diese Schubflächen im Westen des Chablais da annehmen, wo sie aus der ost-westlichen ganz in die südliche Streichrichtung umbiegen (s. S. 108), also gar nicht mehr als Nordüberschiebungen funktionieren konnten, legt diese Tatsache die Schlussfolgerung nahe, dass diese Nordüberschiebungen zugleich mit horizontalen Massenbewegungen gegen Westen verbunden waren.

3. Die Gastlose-Nordüberschiebung.

Sie erscheint am Ostufer des Thuner-Sees bei Merligen. Mit seltener Klarheit tritt ihr Verlauf bis Hergiswyl am Vierwaldstätter-See auf Blatt XIII. der geol. Karte der Schweiz hervor. Sie zieht immer auf der Nordseite sich haltend dem Sigriswiler-Grat, dem Hochgant, der Schafmatt, dem Schymberg, Pilatus, und weiterhin dem Bürgenstock entlang. Ueberall liegen hier die südlichen Kreidefalten in helvetischer Faciesentwickelung auf dem nördlichen Flysch und zwar stets so, dass die älteren Kreideschichten, in normaler Weise von jüngeren überlagert, mit ihrer Unterseite die Ueberschiebungsfläche und damit auch den Flysch berühren und ihnen aufliegen. Auch östlich des Vierwaldstätter-Sees sehen wir auf der Nordseite der Weissenfluh und der Hochfluh dieselben tektonischen Verhältnisse sich fortsetzen, bis diese Nordüberschiebung bei Seewen in das Flyschgebiet eintritt, wo ihre weitere Fortsetzung nach Osten eine Strecke lang in der Einförmigkeit dieses Gesteines verschwindet. Aber bereits am Auberg und Köpfenstock tritt sie zwischen Eutal und Nieder-

urnen wieder ganz deutlich hervor. Jenseits des Linttales halte ich die Längsverwerfung am Unteren Furggle des Mattstockes für ihre Verlängerung, die dann schräg durch den Goggeien schneidet und am Nordrand der Sentiskette selbst auf der neuen Heim'schen Sentiskarte und den dazu gegebenen Profilen unverkennbar von Stein im Turtal bis zur Wideralp hervortritt. Sie hat sich hier bereits bis auf wenige Hundert Meter der nördlichen Gantrisch-Verwerfung genähert und es erscheint so, als ob sie sich etwas weiter in NO mit derselben ganz vereinigt — wenigstens ist es mir nicht möglich, weiterhin Spuren derselben aufzufinden.

4. Die Wildstrubel-Nordüberschiebung.

Wir haben auf S. 125 der Schwierigkeiten bereits gedacht, die für die östliche Verlängerung dieser Verwerfung noch innerhalb der Freiburger Alpen selbst zwischen dem Pommerngrat und dem Kandertal existieren. Wenn wir aber die neue geologische Karte des Gebietes zwischen Kander- und Lauterbrunnental von Gerber, Helgers und Trösch betrachten, dann ergibt sich, dass jene Verwerfung wohl auf einer Linie liegen muss, die etwa von Bütschi am Kienbach nach Leissigen am Thuner-See zieht. Im Norden derselben liegen Trias und Jura, welche dem Niesenflysch weiter im Westen als Unterlage dienen. Hier ist letzterer in dem niederen Gelände von Aeschi und Spiez schon abgetragen. Im Süden liegt ein überstürztes Faltensystem, an dem sich Jura, die Kreide in helvetischer Facies, Eocän und die Leimernschichten beteiligen. Das Alter dieser Leimernschichten ist unsicher und Helgers erwähnt, dass sie stellenweise seewenkalkartige Beschaffenheit haben und wie diese von Globigerinen und Rotalien erfüllt sind. Auch nehmen sie stellenweise rötliche und grünliche Färbung an. Es sind dünnblättrige Schiefer und kompakte Kalke, auch kieseligtonige Kalke werden dazu gerechnet. Meist liegen sie auf Eocänschichten, aber nach der Karte zu urteilen, stellenweise auch direkt auf Schrattenkalk (auf der Standfluh, der Faulenmatt und im Spiessbach). Es scheint mir deshalb noch keineswegs festzustehen, dass sie oligocänes Alter haben und sie könnten sehr wohl der oberen Kreide in der Freiburger Facies angehören. In diesem Falle wären sie durch Ueberschiebung aus Norden auf die helvetische Kreide heraufgeschoben und später mit dieser ge-

faltet worden, wie Jura und Neocom am Muveran. Sie wären dann Teile einer Schubdecke, zu der man auch die merkwürdigen Jura-Inseln auf den Höhen der Lobhörner, des grossen Schilthornes, des Dretten- und Hochganthornes als Erosionszeugen zu stellen versucht sein könnte.

Vorausgesetzt, dass diese Vermutung begründet ist, wäre die Verbindung der Wildstrubel-Verwerfung mit derjenigen von Bütschi-Leissigen im Engstligen-Tal zu suchen, wie ich es auf der Uebersichtskarte (Tafel VII) angedeutet habe, und die Juramassen auf der rechten Seite dieses Tales zwischen Metschhorn und Dürrenwald wären ebenfalls nur Teile derselben Schubdecke, zu der die „Leimernschichten" gehören und wie diese in die helvetischen Kreidemulden eingefaltet. Dass sie wirklich auf den Kreideschichten liegen, geht aus Ischers Karte, wenn anders dieselbe am Metschhorn und Elsighorn nicht ganz falsch ist, unzweifelhaft hervor.

Vom Pommerngrat liefe die Wildstrubelverwerfung demnach bis zum Wildi am Fuss des Fizer, von dort aber talaus und zwar immer unten auf der rechten Seite des Talbodens bis Frutigen, dann quer herüber nach Leissigen und von da über den Thuner-See nach Interlaken-Unterseen.

Aehnlich wie bei der Gastlose-Verwerfung will es mir scheinen, dass sie von da ab mit orographischer Deutlichkeit auf Blatt XIII hervortritt längs des Nordfusses jener langgezogenen Kreidekette, die den Brienzer See umsäumt. Man findet auch in den Profilen von Kaufmann und Hugi Spuren dieser Verwerfung, wenn auch unabsichtlich, zum Ausdruck gebracht. Sie liefe danach von Untersee im Habkerntal herauf, ins obere Kleine Emmental und über den Alpoglenpass herüber nach Giswyl, Sachseln, zwischen Arnigrat und Buchserhorn hindurch nach Dallenwyl und Niederdorf bis Buochs. Bei Gersau erscheint sie wiederum nach Kaufmanns Aufnahmen (1872 Tafel 4) ganz deutlich am Hochgrat, dann aber wird sie ebenso wie die Gastlose-Verwerfung im Flyschgebiet des Mythen undeutlich, um erst bei Iberg von Neuem klar hervorzutreten und über den Fluhberg und Schienberg im Wäggital sowie über den Tierberg und die Friedlispitz nach Urnen im Linttal zu ziehen. Als ihre weitere Fortsetzung fasse ich die Verwerfung am Durchschlägiberg auf, die selbst aus den neuen Heimschen Profilen recht deutlich zwischen Gulmen und Stock und am Hädernberg erkannt werden kann. Im Säntisgebirge allerdings sind ihre Spuren auf der neuen geologischen

Karte nur an wenigen Stellen erkennbar, aber auf den Profilen 3—20 treten sie recht deutlich hervor, nämlich am Neuenalpbach (Prof. 3), bei Unt.-Stofel (4), Rietegg (5), am Gupf (6), Alpli (9), Kirchli (10), Kälbersäntis (11—13), bei der Hinter Meglisalp (14), Meglisalp (15), am Bötzel (16) und an der Marwies (19—20).

Vor 15 Jahren (Geotektonische Probleme III) habe ich an den damaligen offiziellen geologischen Karten des Säntisgebirges auszusetzen gehabt, dass sie weder die zahlreichen Querbrüche noch auch die Längsbrüche bezw. Ueberschiebungen angeben und so das Bild eines regelmässigen Faltenbaues vorspiegeln. Man wollte damals meiner Kritik keine Berechtigung zugestehen. Um so mehr freut es mich, dass die neue offizielle Karte aus dem Jahre 1905 in Bezug auf die Querverwerfungen mir vollständig recht gegeben hat. Leider gilt das aber für die Ueberschiebungen nicht in gleichem Masse. Die Verfasser haben sich noch nicht von den älteren Vorstellungen über Faltung und Ausquetschung der Mittelschenkel befreien können. Wenn sie daher im Felde vor einer echten Ueberschiebung stehen, so erkennen sie wohl das Fehlen mächtiger Teile des konkordanten Schichtensystemes oder die das Fehlen begleitende Diskordanz, aber sie halten solche Erscheinungen nur für lokale Ausquetschungen oder Verrutschungen, weil diese Störungen in der Tat häufig nur auf eine kurze Strecke in dem betreffenden stratigraphischen Horizonte verfolgt werden können. Wo also der durchschnittlich 200 Meter mächtige Schrattenkalk plötzlich nur noch 50 oder noch weniger Meter hat, da hat die Faltung die fehlenden 150 Meter einfach ausgequetscht; wo die Neocomschichten an dem Schrattenkalk diskordant abstossen, da sind dies nur lokale mechanische Störungen innerhalb der Falte. So gilt den Autoren der Alpsiegel als ein ganz normales Gewölbe (Prof. 21 und 22), trotzdem sie auf der Karte bei den Mauserbretter den Zug von oolithischem Valangien-Kalk direkt auf den Schrattenkalk zustreichend und daran abstossend eingezeichnet haben. Freilich in einer Entfernung von $^1/_2$ Kilometer bei Berstein ist die Konkordanz zwischen beiden wieder hergestellt und darum gilt ihnen jene Diskordanz als etwas lokales und sie wundern sich auch nicht darüber, dass diese Konkordanz von dem Schrattenkalk durch einen Verlust von 150 m seiner Mächtigkeit erkauft ist. Sie sehen darin keinen inneren Zusammenhang, sondern halten auch dies für eine lokale Eigen-

tümlichkeit, ohne abzuwägen, ob denn nicht vielleicht die Längsverwerfung, die im Westen zwischen Neocom und Schrattenkalk lag, hier nun vielleicht zwischen Schrattenkalk und Gault liegt. Auf diese Weise ist es gekommen, dass auch die neue Karte trotz ihrer sonstigen Vorzüge doch noch immer kein vollständig klares Bild der Tektonik zu geben im Stande ist. Trotzdem kann auch die neue Karte mich nur in der Annahme bestärken, dass die Kälbersäntis-Ueberschiebung nach Osten durch den Alpsiegel hindurch fortsetzt, am Nordfuss des Kamor vorbeistreichend das Rheintal bei Wichenstein unweit Oberried erreicht und jenseits bei Dornbirn in den Körper der Ostalpen eindringt.

Zum Schlusse möchte ich jedoch nochmals hervorheben, dass mir der Verlauf dieser Ueberschiebung auf der ganzen Strecke vom Thunersee bis zum Säntis nicht so gesichert erscheint, als dies für die Gurnigel- und Gantrisch-Ueberschiebung der Fall ist. Es sind zwischen den Stellen, wo eine Ueberschiebung auf der von mir eingezeichneten Linie nach den vorhandenen Vorarbeiten besteht, zu weite Strecken auf denen Ungewissheit herrscht und so ist die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, dass ich eine Reihe von Ueberschiebungen zu einer einzigen vereinigt habe, die in Wirklichkeit nicht zusammengehören. Baltzer hat sich in seinem Führer durch das Berner Oberland entschieden für eine regelmässig muldenförmige Lagerung am Harder ausgesprochen, sodass die Wildstrubel-Ueberschiebung dort, wo ich sie aus den Fluten des Thuner Sees auftauchen lasse, nicht liegen könnte. Dahingegen hat er etwas weiter im Norden eine Verwerfung (l. c. S. 64) beschrieben und abgebildet, die aber nicht den Charakter einer Ueberschiebung zur Schau trägt. In wieweit dieselbe mit der Verwerfung, die er ebenfalls im Norden des Harder am Guggenhürli (Querprofil 12 nach Kaufmann) einträgt und die ziemlich flach nach Süden einfällt, zusammenhängen mag, lässt er unerörtert.

Aus diesen Zweifeln können uns nur erneute Begehungen des Gebietes reissen.

5. Die Rhonetal-Verwerfung.

Diese Längsverwerfung habe ich in II, 12 beschrieben, soweit ich sie bei Sitten kennen gelernt habe. Sie erscheint da wie eine Nordüberschiebung, weil Trias und Jura auf Tertiär liegen. Aber sie trägt einen wesentlichen

Unterschied gegenüber den vier anderen Nordüberschiebungen zur Schau, der darin besteht, dass sie mit keiner orographischen Erhöhung, sondern im Gegenteil mit einer breiten und tiefen Talfurche zusammenfällt. Sie verlässt zwar gegen Westen des Rhonetales, zieht aber über zwei Gebirgspässe hinüber in das breite Tal von Chamonix. Gegen Osten folgt sie dem Rhonetal bis zum Furcapass, läuft über diesen ins Urserental und weiter über den Oberalppass ins Vorderrheintal. Das Gebirg im Süden dieser Spalte zeigt eine bedeutsame petrographische Ausbildung. Alle Sedimente sind hochgradig metamorphosiert und zugleich von gewaltigen Eruptivmassen durchsetzt und unterlagert. Zwar ist diese Spalte keine Nordgrenze für jene besondere petrographische Ausbildung, es tritt letztere vielmehr im Westen wie im Osten auch noch über dieselbe hinüber, aber immerhin kann sie gerade im Wallis als eine solche gelten und jedenfalls bildet sie die Scheide zwischen den nördlichen Kalkalpen und dem zentralen Alpenzug. Im unteren Vorderrheintal habe ich sie schon früher beschrieben und ich gewann dort den Eindruck, dass der südliche Gebirgsteil auf ihr nicht gehoben, sondern abgesunken sei. Wollte man annehmen, dass die zentralen Ketten früher einmal bedeutend höher als die nördlichen Kalkalpen aufragten, dann könnte man auch bei Sitten die Verwerfung als einen normalen Sprung deuten. Aber die Art, wie die Trias-Jura-Mulde die Wildstrubelfalten unter spitzem Winkel schräg abschneidet, lässt auch die Vermutung aufkommen, dass auf dieser Längsspalte eine vielleicht nicht unbedeutende horizontale Bewegung stattgefunden hat. Ich kann zu diesen verschiedenen Möglichkeiten beim gegenwärtigen Stand meiner Kenntnis des südlichen Gebirges keine bestimmte Stellung nehmen, und muss die Aufklärung dieser Schwierigkeiten der Zukunft überlassen.

6. Die Südüberschiebungen in den Hochalpen.

Die Wildstrubel-Südüberschiebung ist zwar noch recht wenig untersucht worden, aber wenn anders die Karte Ischers hierin nicht ganz unrichtige Angaben gemacht hat, dann muss der Jurakalk des Ueschinentales, der von Kreide und Eocän überlagert ist, gegen Süden über eine Eocänbank geschoben sein, die selbst auf der Kreide und dem Jura des Balmhornes liegt. Der Jurakalk des Ueschinen-

tales zieht sich aber ohne Unterbrechung nach SW bis zur Höhe des Schneehornes und Schwarzhornes, und setzt anscheinend noch weiter nach Westen bis zum Mont Bonvin und Tubang fort. Als durch Erosion isolierte Reste dieser Schubdecke fasse ich auch die Jurakalke auf, welche das Ravilhorn, den Rohrbachstein und das Laufbodenhorn krönen sowie diejenigen, welche an den Südgehängen gegen die Rhone herab stellenweise mächtige Oberflächendecken über Eocän und Kreide bilden. Nach Osten geht der Verlauf dieser Ueberschiebung aus den Karten von Gerber, Helgers und Trölsch sowie aus Blatt XIII deutlich hervor. Als Hauptfixpunkte sind Lauterbrunnen, Grindelwald, Meiringen, Engelberg und Flüelen zu nennen. Von letzterem Ort zieht sie über den Klausenpass nach Linttal. Ich habe schon früher (1896) diesen Teil als die Urner-Ueberschiebung bezeichnet. Während aber in der Wildstrubelkette nur diese eine Südüberschiebung vorzukommen scheint, liegt hier im Osten noch eine zweite weiter im Norden darüber, die ich die Schwizer-Ueberschiebung benannt habe. Ein vorgeschobener, durch Erosion isolierter Teil der Schwizer Decke bildet den Gipfel des Glärnisch, während die Südgrenze des geschlossenen Teiles vom Obersee am Wiggis über Richisau und den Pragelpass nach Sissikon verläuft.

Gegen Osten legt sich die Urner- auf die Glarner-Decke und endet im Linttal, reicht aber am Grossen Farlen noch ein wenig auf die Ostseite dieses Tales herüber.

Die Glarner Decke ist nach meiner Auffassung aus östlicher Richtung gekommen. Ich habe die Gründe, welche dafür bestimmend waren, 1898 eingehend auseinander gesetzt und will heute nicht darauf zurückkommen. Die neueren Aufnahmen in diesem Gebiete gehen zwar von der Voraussetzung aus, dass alle Decken aus Süden stammen, aber ich kann nicht finden, dass sie dafür zwingende Beweise erbracht hätten und so lange man sich dabei auf das alte Flimser Profil stützt, dessen Unrichtigkeit ich vor 10 Jahren nachgewiesen habe, halte ich die ganze Beweisführung für ungenügend.

Glarner- und Urner-Decke haben sich im Gebiet des Linttales, aus verschiedenen Richtungen kommend, begegnet und das hat zu jenen verwickelten tektonischen Verhältnissen geführt, die gerade dort der Entwirrung der Tektonik aussergewöhnliche Schwierigkeiten bereiten. Die Glarner-Decke scheint zuerst angekommen zu sein, sie

wurde dann aber von der Urner-Masse zurückgestaut, was zu rückläufigen Ueberschiebungen in ihrer Stirn führte, zu denen ich die kleine Schilddecke rechne.

Für alle diese Ueberschiebungen ist es charakteristisch, dass ihre untersten Schichten meist zugleich die ältesten sind und dass die obersten Schichten der Basis, auf der sie liegen, wenn auch nicht immer, so doch meistens dem unteren Tertiär angehören. Das beweist, dass zur Zeit des Schubes die Erosion nach keine grösseren Veränderungen hervorgebracht hatte und die jüngsten Meeressedimente selbst da, wo schon Faltungen eingetreten waren, doch noch die Oberfläche bildeten. Dass Faltungen diesen Schüben wirklich vorausgegangen waren, mag aus der Unabhängigkeit abgeleitet werden, die meist im Faltenbau des basalen und des darübergeschobenen Gebirges besteht und aus der Gestalt der Schubfläche, die weder ganz horizontal oder eben ist, noch auch nur nach einer Richtung und gleichmässig ansteigt, sondern im Streichen und Fallen vielfältig Wechsel und Gegensätzlichkeit zeigt, wie das nicht anders zu erwarten ist, wenn sich eine Schubmasse über einen durch Faltung und vielleicht auch noch andere tektonische Vorgänge in Festland umgewandelten Meeresboden hinbewegt.

Gleichwohl aber zeigen die Schubflächen stellenweise solche Unregelmässigkeiten und Verbiegungen, dass sie auf diese Weise allein nicht erklärt werden können und unbedingt auf spätere Faltungen hinweisen, die im basalen Gebirge vor sich gingen und die Decken zu entsprechenden Anpassungen an ihre sich faltende Unterlage zwangen.

Wo hingegen die Schubdecken einerseits schon zur Ruhe gekommen waren, in ihnen selbst also kein aktiver horizontaler Schub mehr tätig war, anderseits aber ihre grosse Mächtigkeit und die Starrheit der Gesteine solche Anpassungen erschwerten, da konnte es kommen, dass sich unter ihnen die basalen Sedimente, die noch unter tangentialem Druck standen, zu engen Falten zusammenschoben, und jetzt eine viel stärkere Faltung zeigen als die darüber ausgebreitete Schubmasse. Das Hingleiten der sich faltenden Masse unter der starren Schubfläche, musste wahrscheinlich zu Schleppungen und Zerreibungen an dieser Fläche führen (Mylonit- oder Lochseitenkalk-Bildung) und die Last der Decke die Entstehung regelmässiger stehender Falten verhindern, die statt dessen eine überkippte bis liegende Form annahmen, wie dies in

so auffallender Weise besonders im Glarner Schubgebiet zu beobachten ist.

Wo immer die Kreide südlich der Wildstrubel-Verwerfung auftritt, ist sie in der helvetischen Facies entwickelt. Eine Ausnahme machen nur einige kleine Partien, die nahe dem Nordrande dieser Zone zu oberst auf den eben geschilderten Schubdecken aufliegen und die äussersten Vorposten anderer Schubdecken darstellen, deren Hauptverbreitung und Ursprung weiter im Norden zu suchen ist. Als solche Vorposten haben wir bereits das Neocom in Freiburger Facies bei Cheville am Muveran-Massiv kennen gelernt. Vielleicht zählen hiezu auch die Leimernschichten von Leissigen und der Standfluh, und jedenfalls der Giswiler Stock, Arnigrat, das Buochser Horn, die Mythen und die Klippen bei Iberg, bei denen nicht nur die Kreide, sondern auch Jura und Trias häufig eine besondere Faciesausbildung zeigen. Sie alle sind durch den Gesteinscharakter und die Versteinerungen als etwas von ihrer Unterlage durchaus verschiedenes gekennzeichnet, und ihresgleichen findet man nur noch weiter im Westen im Gebiet der Freiburger und Savoyer Voralpen. Ihr ehemaliger tektonischer Zusammenhang mit diesen wurde zuerst durch die Entstehung der Wildstrubel Nordüberschiebung und die damit verbundene Hebung gestört, und später hat dann die Erosion das Werk der Trennung noch weiter fortgesetzt und zum Teil in solchem Masse, dass uns die ursprüngliche Verbindung lange Zeit ganz verborgen geblieben ist.

7. Die Südüberschiebungen in den Voralpen.

Die geschlossenen Schubdecken mit ihrem Riffbau und ihrer besonderen voralpinen Facies, wie wir sie im Chablais und in den Freiburger Alpen kennen gelernt haben, erleiden noch ehe sie die Ufer des Thuner Sees erreichen, eine eigentümliche Veränderung. Sie bilden nur noch niedere Hügel, die von Moränen so sehr überdeckt sind, dass das anstehende Gestein bloss noch stellenweise zum Vorschein kommt. Die mächtigen Massen des hangenden Flysches verschwinden zugleich und meist auch Kreide und Jura, so dass vielfach nur noch die Trias erhalten blieb. Ob dies nur Folge einer verstärkten Erosion ist, oder ob auch tektonische Störungen insbesondere Senkungen dazu beigetragen haben, will ich unentschieden lassen. Am östlichen Seeufer hingegen erhebt sich das Gelände

zwar rasch wieder zu bedeutenden Höhen, aber es wird nicht mehr von den Schubdecken, sondern von dem basalen Gebirge in helvetischer Facies aufgebaut, das hier also über 1000 Meter höher liegt als auf der westlichen Seite. Die Verhältnisse bei der „Nase“ am Fuss des Beatenberg können als Absenkung des westlichen Gebirges wohl gedeutet werden. Die infolgedessen im Osten in bedeutender Höhe stehengebliebenen Schubdecken sind der Erosion in vermehrtem Masse ausgesetzt und so zumeist bis auf wenige Reste beseitigt worden. Als solche Reste können die Leimernschichten und der Granit bei Habkern, der Jura bei Grossenegg und der Lias bei Sigriswil gedeutet werden. Weiter im Osten folgen dann die nördlichen Klippen von Giswil und das Stanzerhorn. Sie alle sind ebenso wie die im vorhergehenden Abschnitte aufgezählten Klippen Teile einer grossen Decke, die sich ehemals von Iberg im Osten an bis über die Freiburger Voralpen erstreckte. Ihre Wurzel ist im Norden unter der Molasse verborgen. So ergänzen sich also die Voralpen und zeigen uns im Westen die volle Entwickelung der Schubdeken, im Osten aber deren Unterlage.

8. Die Freiburger und die helvetische Südüberschiebung.

Auf der Uebersichtskarte (Tafel VII) habe ich die zweierlei Arten von Südüberschiebungen, welche das ganze Gebiet der Schweizer Nordalpen beherrschen, deutlich auseinandergehalten. Obwohl auf den ersten Blick ihr Gegensatz zu der Glarner West-Ueberschiebung am stärksten hervortritt, so bemerkt man doch bald, dass mit Bezug auf ihre Bewegungsrichtung auch eine Verschiedenheit zwischen diesen beiden selbst existieren muss.

Zunächst geht aus Seite 74—75 hervor, dass die Schubflächen nicht zueinander parallel verlaufen, sondern dass sie sich ungefähr bei Adelboden in der Weise schneiden, dass die älteren Freiburger Schubflächen im Westen unter und im Osten über der helvetischen liegen, d. h. dass letztere von Adelboden gegen Westen in die Freiburger Schubmasse eintritt und sie nach der Tiefe durchschneidet. Infolgedessen ist nur der östliche Teil der Freiburger Masse von dem jüngeren helvetischen Schube mit erfasst und noch weiter nach Süden verschleppt worden, während die Lenker Schuppen und die des Chablais davon unberührt geblieben sind.

Leider ist der ursprüngliche Verlauf des Stirnrandes der beiden grossen Schubmassen nicht mehr mit Sicherheit festzustellen, weil die Erosion vieles verwischt hat und auch die späteren tektonischen Störungen verändernd eingegriffen haben. Gleichwohl kann ein Zweifel darüber nicht bestehen, dass beider Stirnrand dem Innern der Alpen zugewandt war und mithin der Schub von aussen her erfolgt sein muss. Wenn ich deshalb bisher kurzweg von Südüberschiebungen gesprochen habe, so wollte ich damit nur ganz allgemein die Bewegungsrichtung von Nord nach Süd andeuten.

Die Verteilung der helvetischen Schubmassen im Gebiet des Wildstrubels scheint mir jedoch nur unter der Annahme verständlich, dass die Schub-Bewegung nicht genau aus Norden, sondern mehr aus NO erfolgt ist. Aehnliches gilt auch für den Freiburger Schub und wenn man den Südwestrand der Chablais-Decken und seine Beziehung zu den isolierten Deckenresten bei Reposoir und Serraval in Betracht zieht, erscheint die Annahme einer Herkunft aus NNO fast unvermeidlich.

IV. Rückblick.

(Tafel V.)

Am Ende einer langwierigen Detailuntersuchung, in der aus einer Fülle von Einzelbeobachtungen Schlüsse auf frühere tektonische Vorgänge bald mit mehr, bald mit weniger Sicherheit zu ziehen versucht wurde, mag es gestattet sein, ein Bild der Ereignisse zu entwerfen, wie es in der Vorstellung des Autors allmählich entstanden ist. Das Lückenhafte unserer tatsächlichen Kenntnisse verbietet uns von diesem Bilde anders als einem durchaus subjektiven zu reden. Es soll auch nicht als etwas Abgeschlossenes und Fixiertes gelten, sondern nur dazu dienen, die vielen Einzelheiten in einem leicht und angenehm zu überblickenden Zusammenhang zu bringen und zugleich den Gegensatz anschaulich zu machen, der zwischen meiner Auffassung und derjenigen besteht, die von anderen vertreten wird.

Vor Beginn der Alpenentstehung dehnte sich das alttertiäre Meer über das ganze Gebiet der schweizerischen nördlichen Kalkalpen aus. Es lag in einer grossen Synclinale, die im Norden vom Plateau des Juragebirges, im Süden von dem Walliser und Tessiner Festlande begrenzt wurde und im Gebiete unserer Profile eine Breite von mindestens 130 km hatte. Der Untergrund dieses Meeres war kein ebener und die Sedimente, die sich während der älteren Tertiärzeit auf ihm abgesetzt haben, waren von sehr verschiedener Art und Mächtigkeit. Auch in seiner petrographischen Beschaffenheit zeigt dieser Untergrund in seinen einzelnen Teilen grosse Verschiedenheiten. Besonders auffällig verläuft mitten durch ihn hindurch die Grenze zwischen der südlichen helvetischen und der nördlichen Freiburger Facies, die am schärfsten während der Kreidezeit war, aber auch schon während der Jurazeit sich recht fühlbar gemacht hatte.

In dieser Synclinale begannen die ersten alpinen Faltungen am Nordrande, dann folgten andere am Südrande. Der dazwischen liegende mittlere Teil hingegen, in dem gerade die besprochene Faciesgrenze verläuft, wurde

nur schwach gefaltet. Statt dessen kam es infolge der grossen Spannungen hier zu einer Zerreissung auf einer ziemlich horizontalen und auch nicht sehr tief gelegenen Abscheerungsfläche, die gegen Süden die Oberfläche erreichte und gegen Norden sich langsam in die Tiefe senkte.

Bei fortgesetztem Faltungsprozesse in der Nordzone schob sich in der mittleren Zone die durch die Zerreissungsfläche abgetrennte obere Gebirgsmasse über die untere und sie näherte sich mit ihrem Südrande immer mehr den jüngeren Faltungen am Südrande der Synclinale, bis sie an diese anstiess und dadurch eine Stauung erfuhr, die sich als Rückstau in die Schubdecke übertrug und darin zu Zerreissungen und Ueberschiebungen, d. h. zur Schuppenbildung führte. Die mittlere Zone wurde hierdurch auf einen bedeutend schmäleren Raum zusammengeschoben und so kam es, dass die randlichen Faltungszonen, die ursprünglich etwa 70 km voneinander entfernt lagen, sich näher kamen und heute nur noch ungefähr 26 km Abstand haben (s. Taf. V).

Auch die beiden Faltungszonen erfuhren natürlich eine erhebliche Kürzung auf etwa die Hälfte ihrer ursprünglichen Breite, aber die Form der Falten zeigt in beiden bedeutungsvolle Unterschiede. Die nördliche Zone, zu der als heute noch sichtbare und von der Molasse nicht verhüllte Teile in unserem speziellen Untersuchungsgebiete, die Gurnigel-, Gantrisch- und Stockhornkette gehören, besteht aus ziemlich regelmässigen, teils stehenden, teils nach Norden überkippten Falten. Die südliche Zone hingegen, die gegenwärtig noch als Wildstrubelkette sich orographisch scharf in der Landschaft abhebt, hat keine stehenden, sondern nur nach Norden überkippte Falten und ausserdem ist sie durch eine flache Ueberschiebung nach Süden ausgezeichnet.

Die Ueberkippung der Falten nach der Aussenseite des Alpenbogens, welche der nördlichen Faltenzone eignet und die besonders deutlich im Westen der Freiburger Alpen (Taf. VI, Fig. 1) hervortritt, darf man vielleicht als eine Rückwirkung auffassen, welche die Schubmassen auf ihre Wurzel ausübten, sobald sie mit ihrem Stirnrand die südliche Faltenzone erreicht hatten und dieses Hindernis zu überwinden nicht mehr imstande waren.

Die südlichen Falten liegen durchweg nach aussen über, woraus man wohl schliessen darf, dass die sie erzeugende Schubbewegung vom Innenrand der Alpen ausging. Es besteht somit zwischen dieser und derjenigen der

nördlichen Falten und der Südüberschiebungen eine deutliche Gegensätzlichkeit. Jedoch sind beiderlei Bewegungsrichtungen nicht genau entgegengesetzt, sie treffen sich vielmehr unter einem stumpfen Winkel, weil diese aus SO, jene aus Norden oder richtiger aus NNO kam.

Eine Nachwirkung der Kräfte, welche die grosse Freiburger Südüberschiebung erzeugt hatten, machte sich während der Faltung in der Südzone dadurch bemerklich, dass darin eine analoge Zerreissungsfläche entstand, auf der die nördlichen Teile dieser Zone über die südlichen heraufgeschoben wurden. So entsand die Wildstrubel-Südüberschiebung, welche aber nur das Westende der viel weiter ausgedehnten Urner-Südüberschiebung darstellt, die bis zum Linttal reicht und wahrscheinlich eine Bewegungsrichtung von NO nach SW hatte.

Alle diese Vorgänge hatten zur Folge, dass der Boden des alttertiären Meeres sich aufwölbte und nur in seinen nördlichen Bezirken ungestört blieb, deren genaue Breite und Ausdehnung uns allerdings wegen der heutigen Molasse-Ueberdeckung unbekannt ist. Jedenfalls erhielt sich im Norden der äusseren Faltenzone auch noch in jüngerer tertiärer Zeit ein grosses Wasserbecken und in dieses mündeten alle die vielen Flüsse ein, die von dem nun im Süden neu entstandenen Gebirge herabflossen und entsprechend dem bedeutenden Gefälle eine Unmasse von Schutt, Gerölle, Sand und Schlamm verfrachteten. Auf diese Weise entstanden die mächtigen Ablagerungen der Molasse, die bei zunehmender Mächtigkeit selbst Teile der niederen randlichen Gebirgsketten zu überdecken und damit den Fuss des neugeschaffenen Gebirges zu verhüllen begannen.

Es ist eine bekannte Erscheinung, dass die Konglomerate oder Nagelfluhen innerhalb der subalpinen Molasse im allgemeinen um so mehr vorherrschen je näher diese den Alpen liegt. Das ist verständlich, weil die alpinen Flüsse ihren meisten und gröbsten Schutt am Rande der Molasseseen abgesetzt haben müssen und nur das feinere Material in grossen Mengen weiter hinaus verfrachten konnten. Auf wohl gebahnten Wasserwegen müssen die gutabgerundeten Geschiebe der Molasse von den jungen Alpen herabgeschafft worden sein. Es hatten sich somit Täler und Wasserläufe auf denselben gebildet, die von der Zeit des Oberoligocäns an bis gegen Ende der Miocänperiode funktionierten. Von diesen alten Talsystemen scheint mir ausser einigen vagen Andeutungen nichts erhalten geblieben

zu sein, denn gegen Ende der Miocänzeit setzten neuerdings gewaltige tektonische Bewegungen ein, von denen besonders die weithinziehenden Nordüberschiebungen geeignet waren, die Wasserläufe in den Quertälern zu unterbrechen, das Wasser hinter langsam aufsteigenden Querriegeln zu Seen anzustauen und damit die Verfrachtung der Geschiebe in die voralpinen Ebenen oder Seen zu verhindern. Gleichzeitig wurde nun auch die bis dahin ruhig abgelagerte und verfestigte Molasse mit in die tektonischen Bewegungen hineingerissen. Faltungen und Zerreisungen auf Spalten traten ein und pflanzten sich nordwärts fort bis in das Juragebirge, wo sie weite flache Ueberschiebungen auslösten.

Diese neuerlichen Bewegungen haben die Gestalt der Alpen ganz wesentlich verändert und ihnen erst die Form gegeben, welche sie heute noch trotz aller späteren kleineren Erschütterungen und der grossartigen Erosionsvorgänge zur Schau tragen. Gleichwohl war mit ihnen lange kein so bedeutender horizontaler Zusammenschub verknüpft als wie mit den oligocänen Südüberschiebungen und Faltungen, die zu einer Kürzung des alpinen Bodens um fast die Hälfte seines praealpinen Betrages geführt hatten und ihre Bedeutung scheint weit mehr in der Vertikal- als in der Horizontalbewegung gelegen zu haben.

Die veränderten Gefällsverhältnisse zwangen das fliessende Wasser sich neue Wege zu suchen und auszuarbeiten, auf denen sie aus den Alpen herausgelangen konnten. So entstanden allmählich unsere heutigen Talsysteme. Was die Ströme und später die Gletscher auf ihnen aus den Alpen herausschafften, gelangte aber nicht mehr in die Molasseseen, weil diese selbst nun teils zu Gebirgsland, teils zu Hochebenen umgeformt waren. Mit deren Ueberschüttung und dadurch bedingter Erhöhung verloren die alpinen Flüsse mehr und mehr von ihrer Transportfähigkeit für Schotter und Sand und dieser setzte sich zum Teil schon in den grossen Talfurchen des Alpenkörpers selbst in Form mächtiger Alluvionen ab, womit für die Flüsse zugleich eine Minderung ihrer Erosionskraft verknüpft war.

Schlusswort.

Die soeben entworfene Skizze der Geschichte der Freiburger und Berner Alpen steht vielfach im Gegensatz, zu den Vorstellungen welche SCHARDT und LUGEON sich gebildet haben. Aber auch deren Vorstellungen widerstreiten den Forschungs-Ergebnissen aller älteren Geologen in wesentlichsten Punkten. Es ist das eine natürliche Folge der stürmischen Entwicklung, welche unsere tektonischen Auffassungen in den letzten Jahrzehnten durchgemacht haben und die noch keineswegs zu einem auch nur vorläufigen Abschlusse gelangt ist.

Ein Blick auf Tafel IV zeigt sofort, worin in erster Linie die Verschiedenartigkeit meiner und der Auffassung der zwei genannten Schweizer Geologen liegt. Die zweierlei Arten von Nord- und Süd-Ueberschiebungen, welche ich unterscheide, werden von jenen vereinigt, indem sie in unkontrollierbarer Tiefe je zwei gegeneinander geneigte Schubflächen sich verflachen oder solange hin- und herkrümmen lassen, bis sie sich erreichen und miteinander zu einer einzigen Schubfläche zusammenschliessen. Somit ist dieser Verlauf eine rein hypothetische Annahme. Ich habe aber gefunden, dass die nach Süd geneigten Schubflächen, soweit sie wirklicher Beobachtung zugänglich sind, erstens im Streichen einen ganz anderen Verlauf haben als die nach Nord geneigten, sodass ein genetischer Zusammenhang beider ausgeschlossen erscheint und dass zweitens die ersteren jüngeren Alters als die letzteren sind, sodass ihre hypothetische Verbindung in der Tiefe nicht nur unwahrscheinlich, sondern geradezu unmöglich wird.

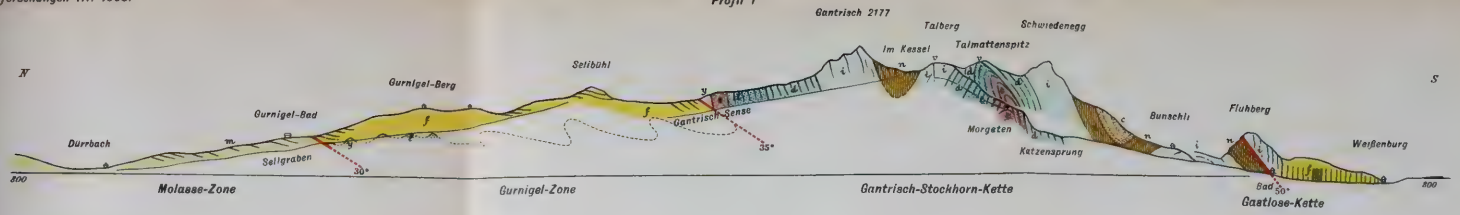
Die hypothetische Konstruktion der Schubflächen ergab für SCHARDT und LUGEON eine Reihe vertikal über einander liegender allseitig isolierter oder wurzelloser Schubdecken, deren Ursprung und Herkunft somit dunkel und direkter Beobachtung nicht zugänglich ist. Zu ihrer indirekten Bestimmung dienten LUGEON die nach Norden umgelegten Gewölbefirste, die er an mehreren Stellen entdeckt zu haben

glaubte und aus denen er nicht nur schloss, dass die Schubdecken alle aus liegenden Falten hervorgegangen, sondern dass sie auch aus Süden herangeschoben worden seien. Von diesen liegenden Gewölbefirsten hatten die Geologen des vorigen Jahrhunderts keine Ahnung — sie sind eine Schöpfung Lugeons. Ich habe mir Mühe gegeben, sie an den Orten aufzufinden, von denen Lugeon und Jaccard sie beschrieben haben, aber es ist mir nicht geglückt. Ich glaube, dass sie, wenigstens an den von mir besuchten Stellen, nur von solchen gesehen werden können, die von der Faltennatur der Schubdecken schon ganz fest überzeugt sind und davon, dass solche in den Boden eingebohrte Gewölbefirste vorhanden sein müssen.

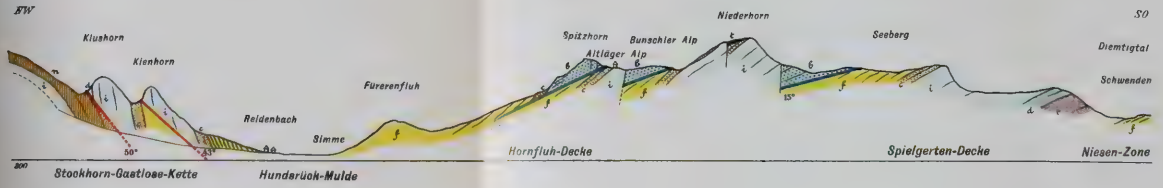
Ein weiterer Hauptunterschied zwischen dieser und meiner tektonischen Auffassung besteht darin, dass die einzelnen wurzellos übereinander liegenden Schubdecken durch besondere Facies und Formationen ausgezeichnet und dadurch von einander unterschieden und unterscheidbar sein sollen, während ich tatsächlich feststellen konnte, dass die Jurabreccie keineswegs auf die Brecciendecke beschränkt ist, sondern auch unzweifelhaft dem Gebiet der sog. Decke der mittleren Voralpen eigen ist, ebenso wie dass die Couches rouges nicht etwa bloss in der letzteren Decke, sondern auch in der ersteren zu Hause sind.

Die Verschiedenartigkeit meiner Auffassung gegenüber derjenigen Lugeons ist aber nicht etwa theoretischen Bedenken entsprungen, sondern hat ihren Grund in der Verschiedenheit der tatsächlichen Beobachtungen. Wenn meine Beobachtungen richtig sind, dann lässt sich die Theorie der südlichen Deckfalten nicht aufrecht erhalten, weil sie die Tatsachen nicht erklärt, sondern mit ihnen in Widerspruch steht. Umgekehrt, wenn jene Theorie zu Recht bestehen soll, dann müssen meine Beobachtungen unrichtig sein. Da sie sich auf kontrollierbare geologische Aufschlüsse beziehen, so ist die Probe auf ihre Richtigkeit jederzeit ausführbar. Wer sich zu solcher Prüfung berufen fühlt, wird es doch nur sein, wenn er die Tatsachen von der theoretischen Deutung zu scheiden weiss. Am besten besorgt diese Scheidung in der Regel die Zeit, denn die Tatsachen bleiben, die Theorien aber wandern.

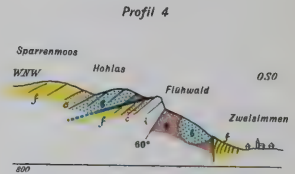
Profil 1



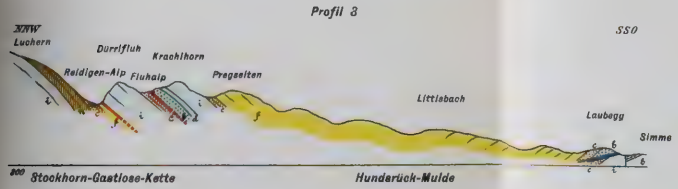
Profil 2



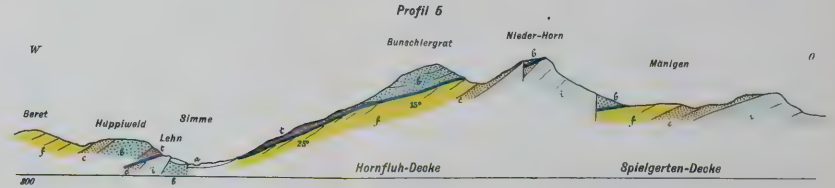
Profil 4



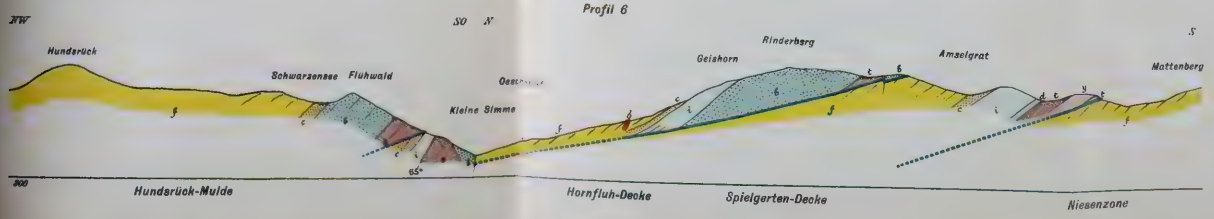
Profil 3

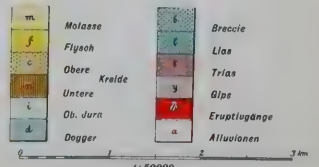


Profil 5

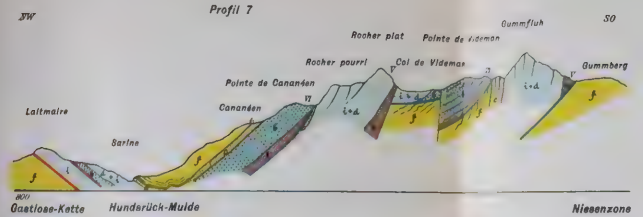


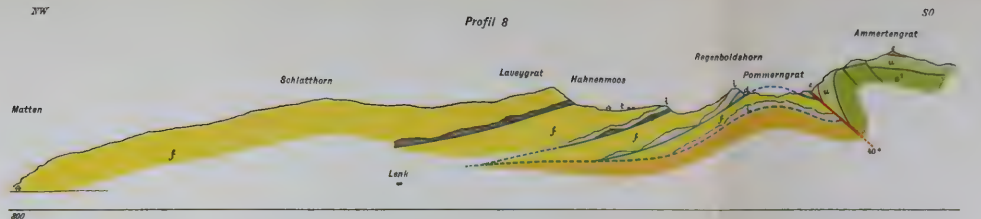
Profil 6

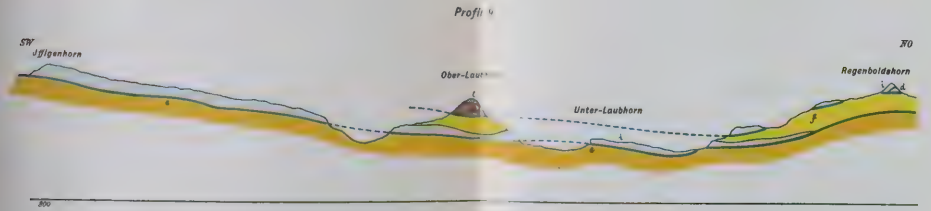


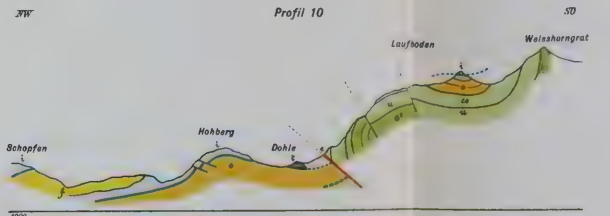


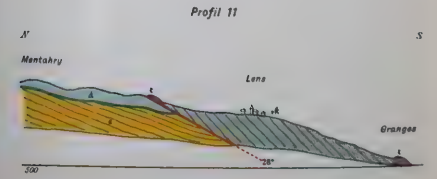
Lithographie und Druck von Pilloty & Loehle, München.

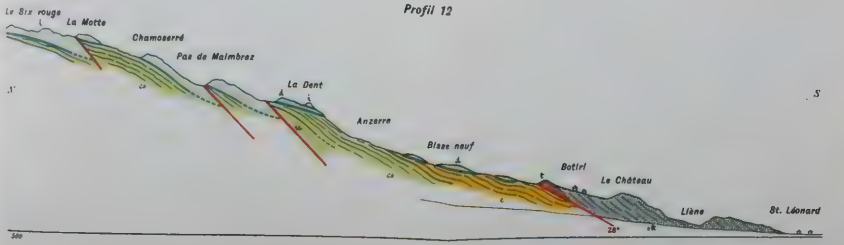


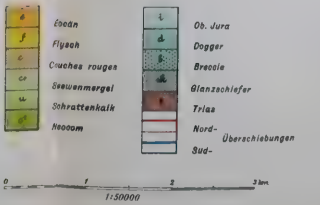




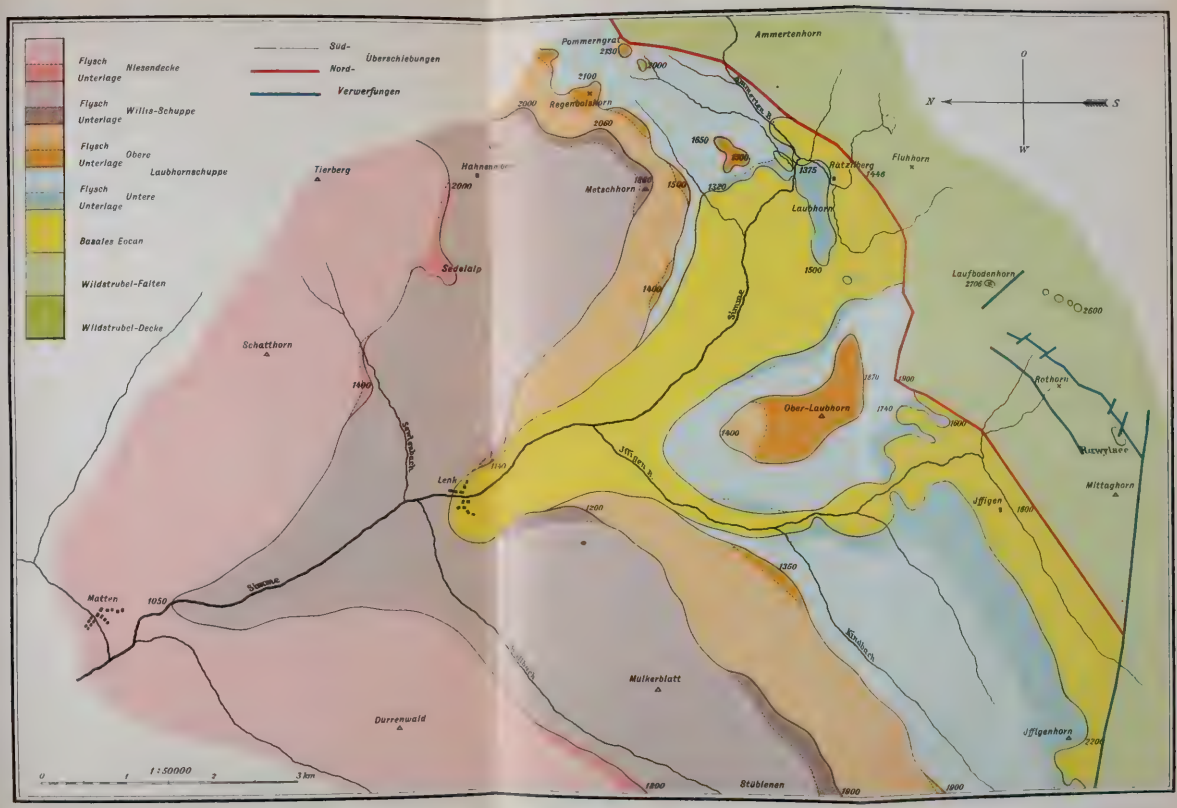








Lithographie und Druck von Piloty & Loehle, München.



Lithographie und Druck von Piloty & Loehle, München.

Schematisches Profil von Gurnigel bis Sitten

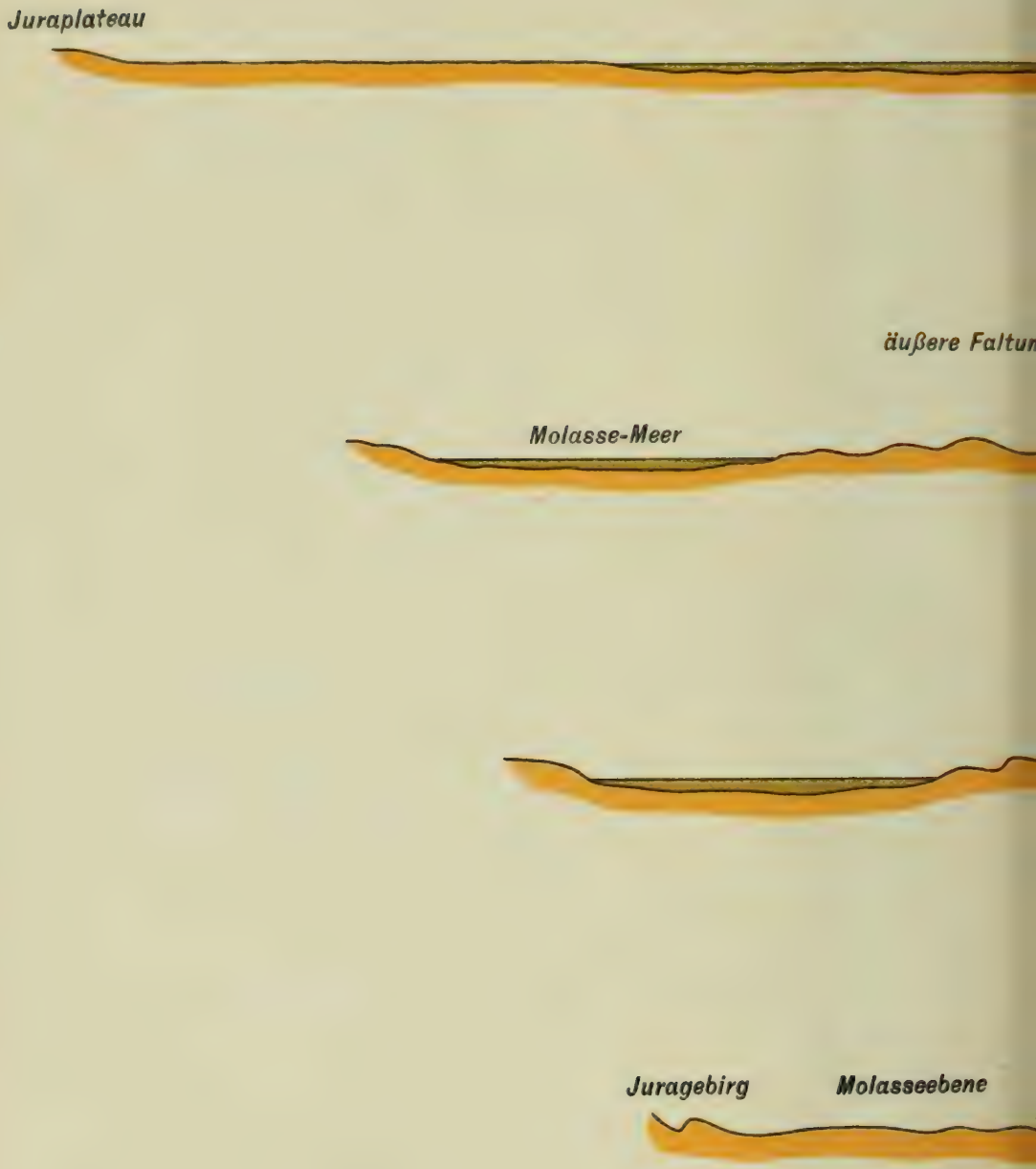
nach Lugeon

Schematisches Profil von Gurnigel bis Sitten

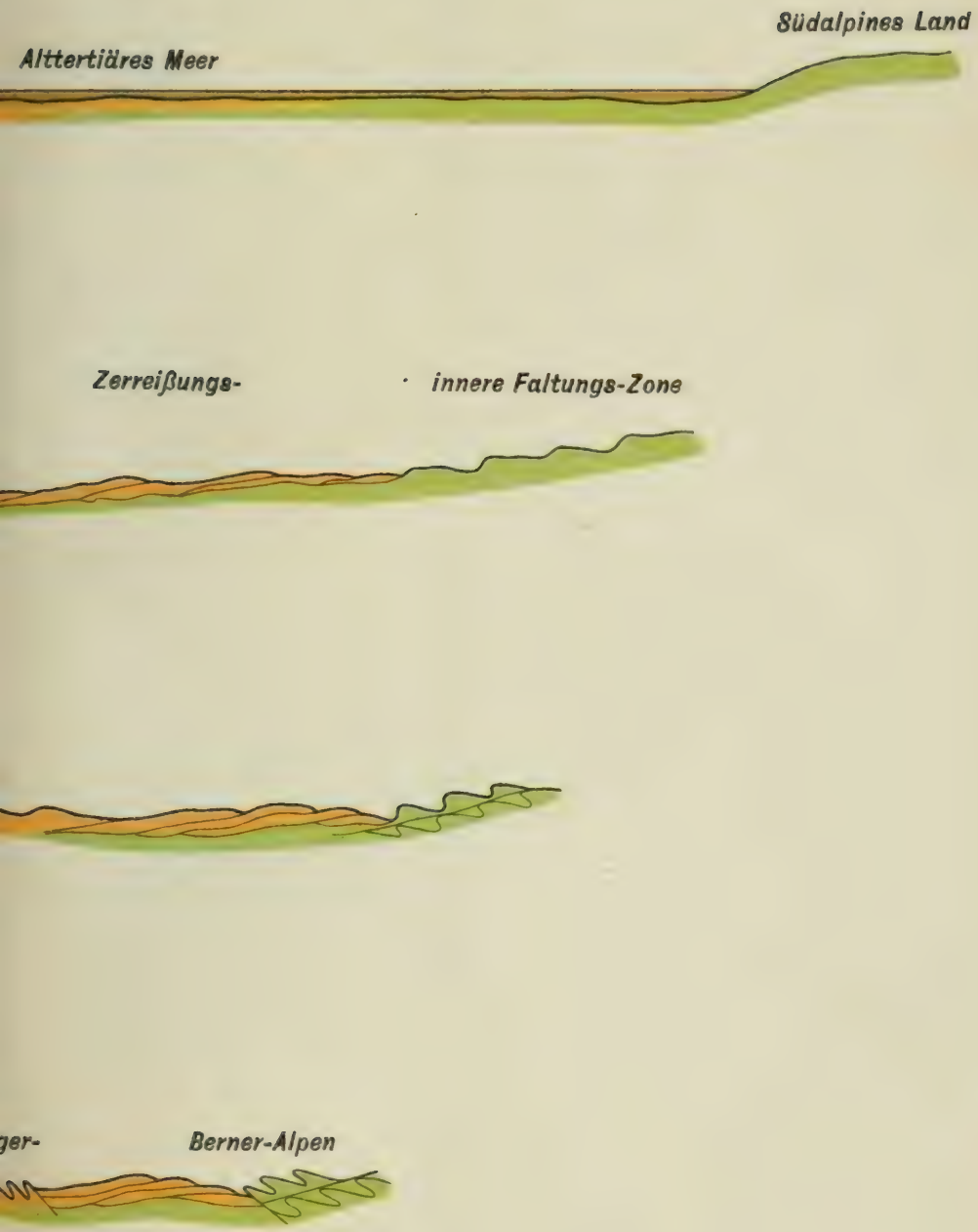
nach meiner Auffassung

Lithographie und Druck von Piloty & Loehle, München.

Zusammenschub der

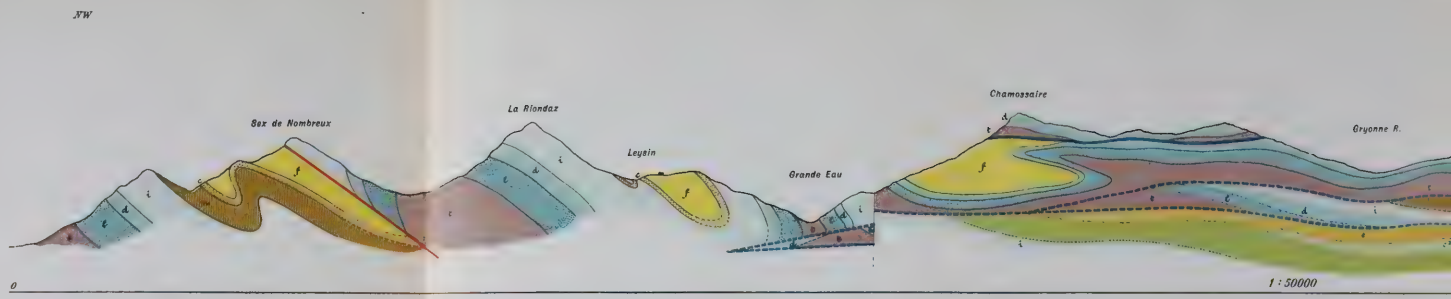


tiären Synclinale

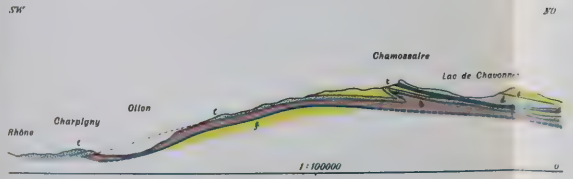


000

Lithographie und Druck von Piloty & Loehle, München.

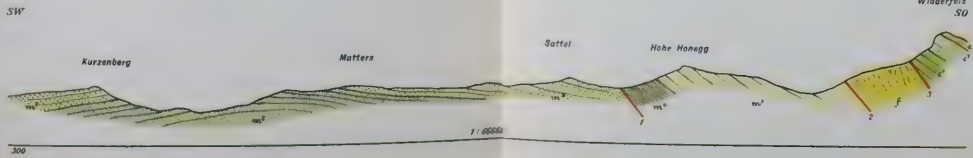


Figur 2

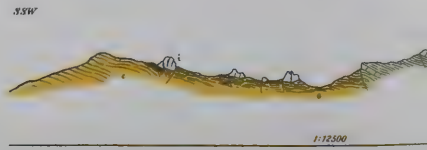


Figur 3

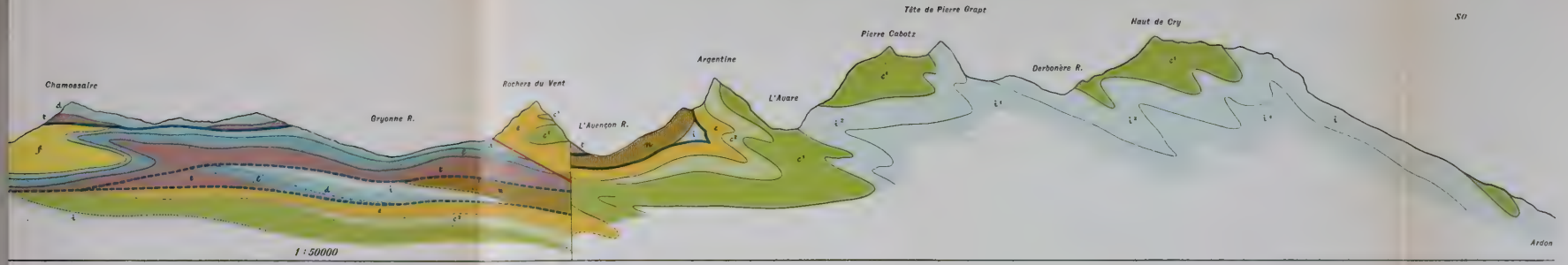
Figur 5



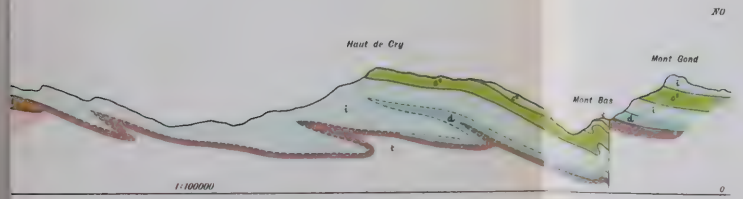
Figur 6



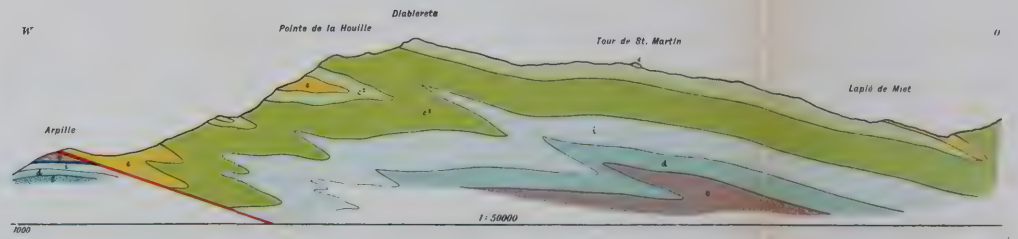
Figur 1



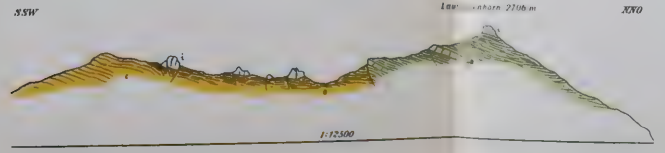
Figur 3

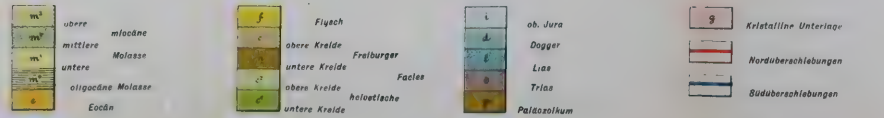


Figur 4



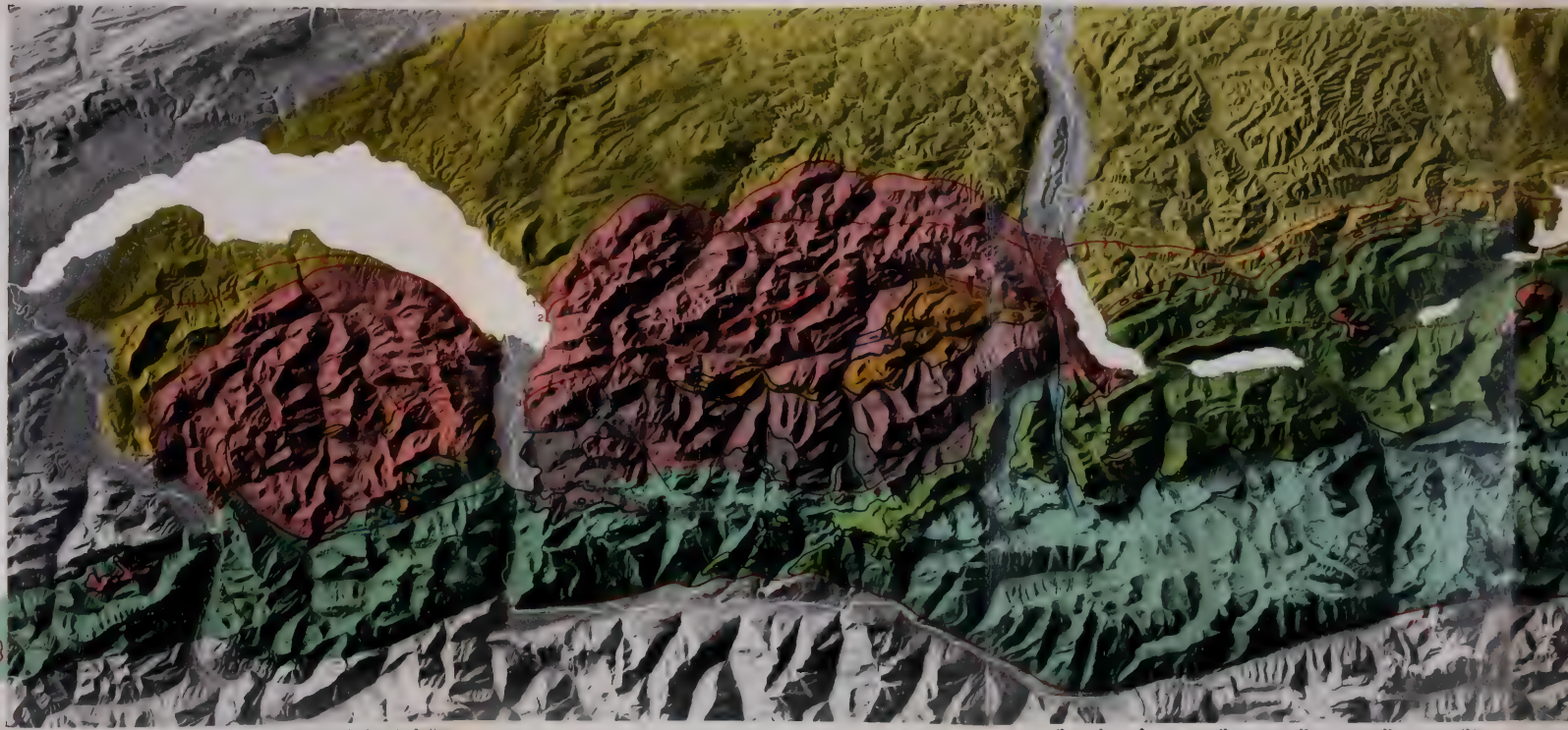
Figur 6





A. Rothpletz, Alpenforschungen III. 1908

Tektonische Uebersichtskarte der Schweizer Kalkalpen



Reliefkarte von C. Perron, Verlag des Comptoir min. et géol. Suisse Genf 3 Cours des Bastions

10 5 0 10 20 30 40 km

1 : 515000

Molassegebiet

Freiberger Schubmasse

Spielgerten-Schuppe

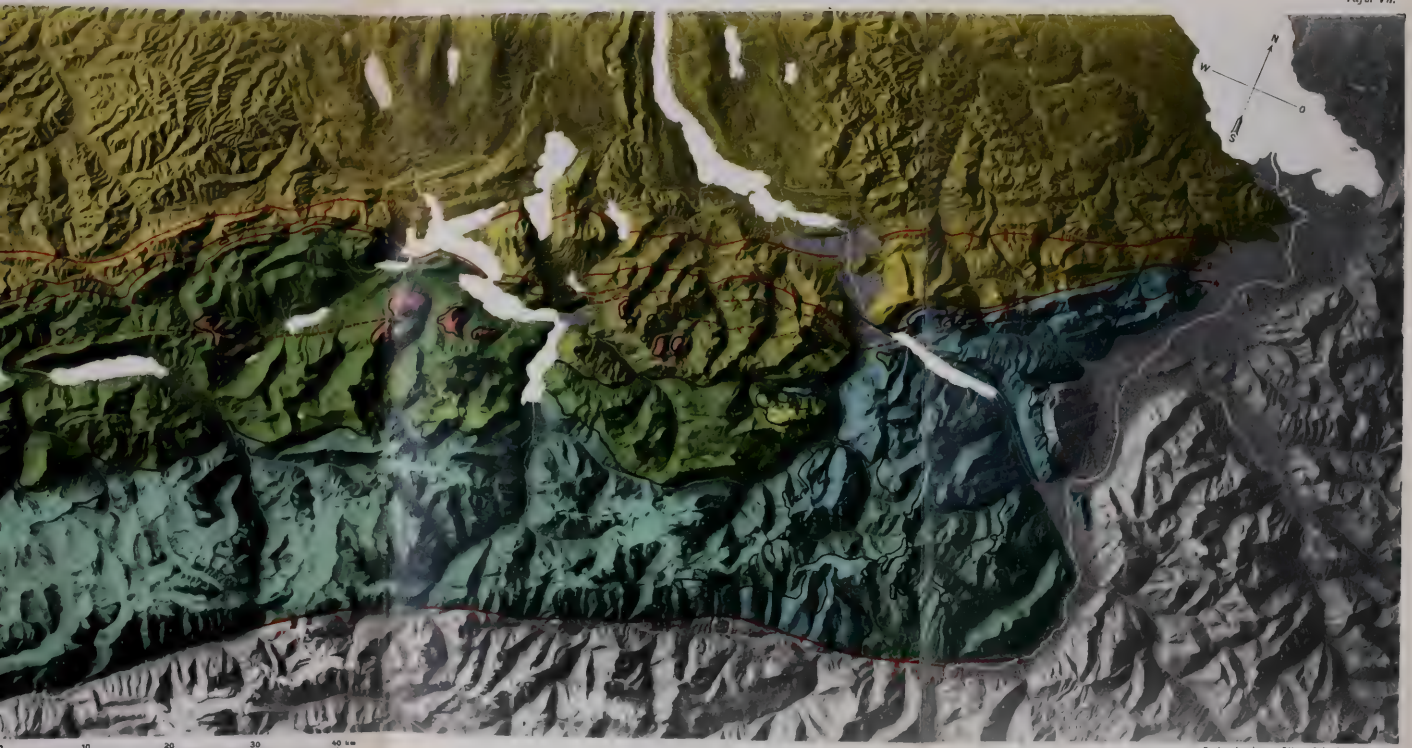
Niesen-Schuppe

Lenker-Schuppe

Helvetisches Faltengebirge

Untere (Urner) Helvet. Schubdecke

Obere (Schwizer) Helvet. Schubdecke



1 : 515000

Farbendruck von Piloty & Loehle, München

…rge — Untere (Urner) Helvet. Schubdecke — Obere (Schwitzer) Helvet. Schubdecke — Glarner-Decke — Alvier-Decke — Aussen-Rand der Schubdecken — Die 5 Nordschubflächen — Quer- und Längsverwerfungen

10.32
R74

QE
285
R68
Geology

Rothpletz, August
Geologische Alpenforschungen
I - III
1900 - 1908.

PLEASE DO NOT REMOVE
CARDS OR SLIPS FROM THIS POCKET

UNIVERSITY OF TORONTO LIBRARY

Coleman Library
Department of Geology
University of Toronto

UTL AT DOWNSVIEW
D RANGE BAY SHLF POS ITEM C
39 10 01 03 11 008 9